



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE**  
**PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DAS ILHAS DO MASSANGANO E**  
**RODEADOURO NO ALTO SUBMÉDIO SÃO FRANCISCO**

**LUIZ HENRIQUE DE BARROS LYRA**

**Cidade Universitária, Prof. José Aloisio de Campos**  
**São Cristovão, 2017**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE**  
**PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DAS ILHAS DO MASSANGANO E  
RODEADURO NO ALTO SUBMÉDIO SÃO FRANCISCO**

*Luiz Henrique de Barros Lyra*

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Área de concentração em Produção do espaço agrário e dinâmicas territoriais, Linha de Pesquisa em Dinâmica ambiental, como requisito para obtenção do título de Doutor em Geografia.

**Orientador: Prof. Dr. Hélio Mário de Araújo**

**Cidade Universitária, Prof. José Aloisio de Campos  
São Cristovão, 2017**

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE**

L992d      Lyra, Luiz Henrique de Barros  
Dinâmica geomorfológica das ilhas do Massangano e  
Rodeadouro no alto submédio São Francisco / Luiz Henrique de  
Barros Lyra ; orientador Hélio Mário de Araújo. – São Cristóvão,  
2017.  
251 f. : il.

Tese (doutorado em Geografia) – Universidade Federal de  
Sergipe, 2017.

1. Geografia física. 2. Geomorfologia. 3. Geocronologia. 4.  
Paisagens. 5. Massangano, Ilha do (Petrolina, PE). 6. Rodeadouro,  
Ilha do (Petrolina, PE). I. Araújo, Hélio Mário, orient. II. Título.

CDU 911.2:551.4.04(210.7)(813.4)



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE  
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**LUIZ HENRIQUE DE BARROS LYRA**

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DAS ILHAS DO MASSANGANO E  
RODEADURO NO ALTO SUBMÉDIO SÃO FRANCISCO**

Tese de Doutorado submetida à apreciação da banca examinadora em 15 de março de 2017,  
constituída pelos professores:

Orientador: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr. HÉLIO MÁRIO DE ARAÚJO (UFS)

Membro Interno: \_\_\_\_\_  
Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>a</sup>. JOSEFA ELIANE SANTANA DE SIQUEIRA PINTO (UFS)

Membro Externo: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr. CRISTIANO APRÍGIO DOS SANTOS (UFS)

Membro Externo: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr. DANIEL RODRIGUES DE LIRA (UFS)

Membro Externo: \_\_\_\_\_  
Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>a</sup>. RENATA NUNES AZAMBUJA (UFS)



## Dedicatória

“A Deus o todo e o tudo, o soberano do espaço e mestre escultor de suas paisagens”. Aos meus amores: Pais Luiz Carlos Pereira de Lyra (*In Memoriam*) e Geruza Maria de Barros Lyra; esposa Leila Graziela Gonçalves Vital e filho Davi Luiz Lyra Vital.

## ***Agradecimentos***

*Ao prof. Dr. Hélio Mário de Araújo pela orientação e dedicação na consecução deste trabalho;*

*Aos Profs. Drs. e amigos Cristiano Aprígio dos Santos e Daniel Rodrigues de Lira pela contribuição valiosa e o incentivo durante a jornada árdua, mas fascinante desta pesquisa;*

*Ao Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa pela estimada contribuição e gentileza em ceder as instalações laboratoriais do GEQUA sobre a sua coordenação;*

*Ao Prof. Dr. e colega Lucas Costa de Souza Cavalcanti pelas ideias elucidativas nas conversas sobre este trabalho;*

*Ao amigo e discente do Curso de Geografia da UPE, Campus Petrolina, José de Alencar, pelo auxílio na organização cartográfica e outras contribuições.*

*A Joana D'arc Matais e Drielly Fonseca, membras do GEQUA, que gentilmente auxiliaram nas análises laboratoriais realizadas.*

*Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGeo/ UFS, em especial as Prof<sup>as</sup>. Dr<sup>as</sup>. Aracy Losano Fontes, Josefa Eliane Siqueira Pinto, Josefa Lisboa e Maria Augusta Vargas.*

*Aos funcionários e discentes que fazem ou fizeram parte do PPGeo, em especial a Everton, Frances, Matheus, Priscila Pereira e Renata Sibéria.*

*A Universidade de Pernambuco, Campus Petrolina, pela oportunidade em regime de dedicação exclusiva ao doutoramento e desenvolvimento desta tese.*

*A FACEPE pela concessão de bolsa de estudo para concretização desta pesquisa-tese.*

*A EMBRAPA/Semiárido, sobretudo ao pesquisador Dr. Lúcio Pereira, pela gentileza e apoio logístico-instrumental para a consecução desta pesquisa.*

*A CODEVASF, IBGE/Petrolina e demais órgãos pela disponibilidade de dados para a elaboração do trabalho.*

*Aos colegas do DAGEO-UFS, Felipe Melo, Heleno e Ivo pelo suporte cartográfico.*

*A família, em especial, irmãos, Carlos José, Daniel Luis e Luciana Maria; querida Tia Lúcia, prima Gislane Leão, sogro(a) José Vital e Marlene Gonçalves, Cunhados(a) Simar e Eliene Vital, e aos demais que não caberia aqui mencionar. Todos se sintam agraciados pela minha ternura e admiração.*

## RESUMO

Estudar a dinâmica da paisagem geomorfológica Semiárida Brasileira é um exercício investigativo de grande interesse para a ciência contemporânea. Particularmente a análise integrada dos processos geomórficos fluviais com as diversas condições naturais e socioeconômicas, na região Submédica do rio São Francisco têm um propósito ainda mais relevante diante do seu contexto geográfico e para a história evolutiva recente da Terra. Nesta perspectiva, esta pesquisa se baseou na abordagem sistêmica, no aspecto estrutural e fisiológico da paisagem para analisar a dinâmica geomorfológica recente das ilhas do Massangano e Rodeaouro, situadas no Submédio São Francisco, como subsídio para o planejamento do uso e ocupação adequados de suas terras. Por conseguinte, adotou procedimentos metodológicos associados a diferentes etapas, destacando-se entre eles o levantamento documental (bibliográfico e cartográfico), trabalho de campo e análise laboratorial. Especificamente, técnicas de geoprocessamento e mapeamento, como o modelo digital de elevação (MDE), a correlação de planos de informações, análise de dados Geológicos, pedológicos e geomorfológicos, foram utilizadas para delimitar as unidades morfoestruturais e deposicionais que compõe a compartimentação geomorfológica local, bem como, a drenagem e o uso e ocupação das terras. Também, realizaram-se a descrição de perfis baseados na abordagem morfoestratigráfica para coleta, análise e datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de sedimentos (morfoescopia e granulometria) nos depósitos aluviais, distinguindo sua gênese, evolução morfogenética e o contexto ambiental em que se encontram nas ilhas. Os resultados obtidos permitiram inferir que os sedimentos de origem fluvial foram remobilizados pelos ventos, sendo pouco trabalhado por fluxos de transporte e deposição com curta distância, de uma fonte relativamente próxima e associada a eventos extremos como as cheias, que ainda hoje são recorrentes nesta região. As Idades registradas entre 100 a 2000 anos também indicam uma possível geocronologia dos eventos paleoclimáticos holocênicos, como os períodos de El Niño prolongados e a denominada Pequena Idade do Gelo que intensificaram a semiaridez nesta região. As ilhas e toda bacia do Submédio São Francisco, nos últimos 39 anos, entre 1977-2016, também sofreram profundas alterações decorrentes das intervenções hidrodinâmicas com implicações morfológicas e ambientais. As barragens ao longo do curso do rio, como a de Sobradinho a montante, controlaram as oscilações entre as secas e cheias, mantendo a vazão regular, contudo ocasionaram alterações no fluxo e no ciclo erosivo/deposicional, na recarga e capacidade de transporte de material, evidenciadas pelo rebaixamento da vazão d'água, o assoreamento de seu leito e o desaparecimento de vários tributários. Desta forma, também expandiram a ocupação das terras marginais com alta densidade populacional, atividades agrícolas, turísticas e de lazer, além do desmatamento, a erosão das margens com a consequente colmatação do leito do rio e a formação de barras e bancos arenosos temporários, removidas ou submersas, que associadas a soleiras rochosas a jusante do canal proporcionam uma concentração de sedimentos mais coesos com feições intermitentes e até permanentes em que a vegetação se coloniza rapidamente, transformando-as em novas ilhas e interceptando o fluxo com o anastomosamento. As técnicas aplicadas para interpretação dos sedimentos selecionados na ilha demonstraram-se eficientes, contudo devem ser correlacionadas com a coleta e análise de depósitos em outras superfícies geomórficas de acumulação.

**Palavras-chaves:** abordagem sistêmica; dinâmica geomorfológica; paisagem.

## ABSTRACT

Studying the dynamics of the Brazilian semiarid geomorphological landscape is an investigative exercise of great interest to contemporary science. Particularly, the integrated analysis of the river geomorphic processes with the various natural and socioeconomic conditions in the "Submédio" region the San Francisco River has an even more relevant purpose in viewing its geographical context and the recent evolutionary history of the Earth. In this perspective, this research was based on the systemic approach, on the structural and physiological aspect of the landscape to analyze the recent geomorphological dynamics of the islands of the Massangano and Rodeaouro, located in the Submédio San Francisco, as a subsidy for planning the proper use and occupation of their Lands. Therefore, methodological procedures associated to different stages were adopted, among them the documentary survey (bibliographical and cartographic), field work and laboratory analysis. More specifically, geoprocessing and mapping techniques, such as the digital elevation model (MDE), the correlation of information plans, geological, pedological and geomorphological data analysis, were used to delimit the morphostructural and depositional units that compose the local geomorphological compartmentalization, as well as drainage and land use and occupation. In addition, profiles were described based on the morphostratigraphic approach for collecting, analyzing and dating by Optically Stimulated Luminescence (LOE) of sediments (morphoscopy and granulometry) in alluvial deposits, distinguishing its genesis, morphogenetic evolution and the environmental context in the islands. The results obtained allowed to infer that sediments of fluvial origin were removed by the winds, being slightly changed by transport flows and deposition with short distance, from a relatively near source and associated to extreme events like the floods, that still today are recurrent in this region. The ages record among 100 the 2000 years also indicate a possible geochronology of Holocene paleoclimatic events, such as prolonged El Niño periods and the so-called Little Ice Age, which intensified semiarid conditions in this region. The islands and the entire Submédio San Francisco basin have also undergone profound changes in the last 39 years, (from 1977 to 2016) due to hydrodynamic interventions with morphological and environmental implications. The dams along the course of the river, such as that of Sobradinho upstream, controlled the oscillations between droughts and floods, maintaining the regular flow, and still caused changes in flow and depositional/erosive cycle, recharge and material carrying capacity evidenced by the lowering of the water flow, the aggradation of its bed and the disappearance of several tributaries. Consequently, they also expanded the occupation of the marginal lands with high population density, agricultural, tourist and leisure activities, besides the deforestation, the erosion of the banks with the consequent colmatation of the river bed and the formation of bars and temporary sandy banks removed or submerged rocks that associated with rocky riffles downstream of the channel provide a more cohesive sediment concentration with intermittent and even permanent features in which vegetation rapidly colonizes into new islands and intercepts the flow with anastomosis. The techniques applied for the interpretation of selected sediments on the island have proved to be efficient. However, they must be correlated with the collection and analysis of deposits on other geomorphic accumulation surfaces.

**Key-words:** Systemic approach; Geomorphological dynamics; Landscape.

## LISTA DE FIGURAS

|                  |  |     |
|------------------|--|-----|
| <b>Figura 01</b> | Ilhas do Massangano e Rodeadouro, localização no Submédio São Francisco....  | 20  |
| <b>Figura 02</b> | Localização dos pontos de coleta e perfis estratigráficos nas margens do rio São Francisco e das Ilhas do Massangano e Rodeadouro..... | 29  |
| <b>Figura 03</b> | Diagrama representativo dos diferentes graus de arredondamento e esfericidade.....   | 34  |
| <b>Figura 04</b> | Variação no padrão do canal fluvial em função do tipo de carga sedimentar.....   | 62  |
| <b>Figura 05</b> | Classificação das formas de canais fluviais.....   | 64  |
| <b>Figura 06</b> | Classificação dos estilos fluviais.....  | 68  |
| <b>Figura 07</b> | Visão esquemática plana e perfil longitudinal de rios efêmeros descontínuos....  | 76  |
| <b>Figura 08</b> | Tipos de barras fluviais.....  | 81  |
| <b>Figura 09</b> | Barras de canal no rio Paraná, características morfológicas, tipo e localização.....   | 82  |
| <b>Figura 10</b> | Rio Paraná – PR, lagoa em formação a partir de soldamento de barras laterais.....  | 83  |
| <b>Figura 11</b> | Complexo Surrão-Praia Grande no rio Branco, processo de soldamento a montante e acreção lateral de ilhas.....                          | 84  |
| <b>Figura 12</b> | Trecho multicanal do sistema de inundação do Alto Paraná, principais tipos de barras transversais.....                                 | 85  |
| <b>Figura 13</b> | Perímetro Irrigado bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação e Temperatura média mensal, 1963-2015.....                                    | 101 |
| <b>Figura 14</b> | Mandacaru, Juazeiro-BA, Precipitação e Temperatura média mensal, 1965-2015.....  | 101 |
| <b>Figura 15</b> | Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa troposfera atuantes na América do Sul.....                                | 103 |
| <b>Figura 16</b> | Província Estrutural Cráton do São Francisco, Contexto tectônico.....  | 107 |
| <b>Figura 17</b> | Adjacências das ilhas do Massangano e Rodeadouro, Submédio São Francisco, Geologia.....  | 109 |
| <b>Figura 18</b> | Adjacências das ilhas do Massangano e Rodeadouro no Submédio São Francisco, Compatimentos Geomorfológicos.....                         | 114 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figura 19</b> Submédio São Francisco, aspectos da Depressão Sertaneja sobressaltando pedimentos, maciços residuais e inselbergs.....                                | 115 |
| <b>Figura 20</b> Submédio São Francisco, relevo de planícies poligenéticas.....  | 115 |
| <b>Figura 21</b> Submédio São Francisco, adjacências das ilhas do Massango e Rodeadouro, inselbergue em área pediplanada.....  | 117 |
| <b>Figura 22</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Planície Fluvio-Lacustre com feições abaciadas e solos solodizados (playas).....                    | 118 |
| <b>Figura 23</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Planície Fluvial ao longo das margens do rio São Francisco.....                                     | 119 |
| <b>Figura 24</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Dunas Parabólicas na margem esquerda do rio São Francisco,Petrolina-PE.....                         | 120 |
| <b>Figura 25</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Margem esquerda do rio São Francisco, dunas parabólicas sobrejacente em terraço fluvial.....        | 120 |
| <b>Figura 26</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Margem esquerda do rio São Francisco, Mantos de areia em área de mineração e ocupação de lazer..... | 121 |
| <b>Figura 27</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Terraço Fluvial na margem do rio São Francisco recobertas por sedimentos eólicos.....               | 122 |
| <b>Figura 28</b> Submédio São Francisco, Recorte do leito do rio com Ilhas e barras Fluviais.....  | 123 |
| <b>Figura 29</b> Leito do rio São Francisco entre as ilhas do Massangano e do Maroto, Barra Fluvial tipo central.....  | 123 |
| <b>Figura 30</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Submédio São Francisco, unidades pedológicas.....   | 125 |
| <b>Figura 31</b> Margens do Rio Salitre, Juazeiro-BA, perfil de solo Luvisolo Crômico.....   | 128 |
| <b>Figura 32</b> Margens do Riacho São Gonçalo, Juazeiro-BA, perfil de solo Neossolo Flúvico.....  | 130 |
| <b>Figura 33</b> Margens do Rio São Francisco, Juazeiro-BA, perfil de solo Neossolo Litólico.....  | 130 |
| <b>Figura 34</b> Areial nas margens do Rio São Francisco, Petrolina-PE, perfil de solo Neossolo Quartzarênico.....   | 131 |
| <b>Figura 35</b> Margens do Rio São Francisco, Juazeiro-BA, perfil de solo Planossolo Háptico.....   | 132 |
| <b>Figura 36</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Submédio São Francisco, Hidrografia.....  | 134 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figura 37</b> Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Submédio São Francisco, Cobertura Vegetal.....      | 139 |
| <b>Figura 38</b> Submédio São Francisco, aspectos da Savana-Estépica Gramínio-Lenhosa.....                             | 140 |
| <b>Figura 39</b> Submédio São Francisco, fisionomia da Savana- Estépica Arborizada .....                               | 141 |
| <b>Figura 40</b> Submédio São Francisco, Cobertura da Savana-Estépica Parque.....                                      | 141 |
| <b>Figura 41</b> Ilha do Massangano, Vegetação Riparia na margem alagadicia.....                                       | 142 |
| <b>Figura 42</b> Margens da Ilha do Massangano, Mata Ciliar com presença de Inganzeiras.....                           | 143 |
| <b>Figura 43</b> Ilha do Massangano, Mata Ciliar degradada com espécies exóticas e ocupação incipiente.....            | 144 |
| <b>Figura 44</b> Áreas adjacentes das ilhas do Massangano e Rodeadouro em Recorte do Submédio São Francisco, 1973..... | 148 |
| <b>Figura 45</b> Áreas adjacentes das ilhas do Massangano e Rodeadouro em Recorte do Submédio São Francisco, 2011..... | 149 |
| <b>Figura 46</b> Ilhas do Massangano e Rodeadouro - Cobertura Vegetal, Uso do Solo e Ocupação das Terras – 1950.....   | 152 |
| <b>Figura 47</b> Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Fotografia aérea, 1950.....   | 153 |
| <b>Figura 48</b> Ilhas do Massangano e Rodeadouro - Cobertura Vegetal, Uso do Solo e Ocupação das Terras – 1998.....   | 155 |
| <b>Figura 49</b> Ilhas do Massangano e Rodeadouro - Cobertura Vegetal, Uso do Solo e Ocupação das Terras – 2015.....   | 157 |
| <b>Figura 50</b> Ilha do Massangano, aglomeração urbana na localidade Porto Raimundão, 2015.....                       | 158 |
| <b>Figura 51</b> Ilha do Rodeadouro, bares e barracas de pescadores em balneário turístico, 2015.....                  | 159 |
| <b>Figura 52</b> Ilha do Massangano, Plantio de macaxeira associada à fruticultura, 2015.....                          | 160 |
| <b>Figura 53</b> Ilha do Massangano, Hortaliças irrigadas em área de inundação, 2015.....                              | 160 |
| <b>Figura 54</b> Ilha do Rodeadouro, Fruticultura com coqueiros, 2015.....   | 161 |
| <b>Figura 55</b> Ilha do Massangano, Área de Pastagem para pecuária semi-extensiva, 2015.....                          | 162 |
| <b>Figura 56</b> Ilha do Massangano, Área Florestal ripária nas margens, 2015.....                                     | 163 |
| <b>Figura 57</b> Ilha do Massangano, Floresta ripária degradada com espécies secundárias.....                          | 163 |
| <b>Figura 58</b> Margens do São Francisco, Mata ciliar degradada com espécies secundárias.....                         | 164 |
| <b>Figura 59</b> Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Síntese Cartográfica, 1950, 1998 e 2015.....                        | 165 |

|                  |  |     |
|------------------|--|-----|
| <b>Figura 60</b> | Ponto 01PMe, localização do perfil topográfico A-B, 2015.....  | 170 |
| <b>Figura 61</b> | Perfil vertical estratigráfico do ponto 01PMe; Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988); Distribuição Granulométrica.....   | 172 |
| <b>Figura 62</b> | Ponto 02JTe, localização do perfil topográfico C-D, 2015.....  | 173 |
| <b>Figura 63</b> | Perfil vertical estratigráfico do ponto 02JTe; Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988); Distribuição Granulométrica.....   | 174 |
| <b>Figura 64</b> | Ponto 03JRd, localização do perfil topográfico E-F, 2015.....  | 175 |
| <b>Figura 65</b> | Perfil vertical estratigráfico do ponto 03JRd; Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988); Distribuição Granulométrica.....   | 177 |
| <b>Figura 66</b> | Ponto 04PMD, localização do perfil topográfico G-H, 2015.....  | 178 |
| <b>Figura 67</b> | Perfil vertical estratigráfico do ponto 04PMD; Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988); Distribuição Granulométrica.....   | 180 |
| <b>Figura 68</b> | Ponto 05PMD, localização do perfil topográfico I-J, 2015.....  | 181 |
| <b>Figura 69</b> | Perfil vertical estratigráfico do ponto 05PMD; Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988); Distribuição Granulométrica.....   | 183 |
| <b>Figura 70</b> | Ponto 06PTDe, localização do perfil topográfico L-M, 2015.....   | 184 |
| <b>Figura 71</b> | Perfil vertical estratigráfico do ponto 06PTDe; Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988); Distribuição Granulométrica.....  | 186 |
| <b>Figura 72</b> | Reconstrução da Temperatura Global nos últimos 2000 anos.....  | 197 |
| <b>Figura 73</b> | Reconstrução da Precipitação referente ao acumulado total (Fevereiro; Março; Abril e Maio) em mm/ano e os eventos Bond ocorridos no Holoceno. A linha tracejada indica a média climatológica atual do volume de precipitação (680 mm/ano)..... | 198 |
| <b>Figura 74</b> | Submédio São Francisco, trecho no Lago de Itaparica, Ilhas em multicanal entrelaçado.....  | 201 |
| <b>Figura 75</b> | Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1973.....   | 204 |
| <b>Figura 76</b> | Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1973.....  | 204 |
| <b>Figura 77</b> | Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial em 1973* sem barras visíveis (*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade).....                     | 205 |
| <b>Figura 78</b> | Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1978.....   | 206 |



|  |     |
|--|-----|
| <b>Figura 79</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1978.....   | 207 |
| <b>Figura 80</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 1978.....  | 207 |
| <b>Figura 81</b> Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial em 1978* com barras em formação (*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade).....                           | 209 |
| <b>Figura 82</b> Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1979.....  | 210 |
| <b>Figura 83</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1979.....   | 210 |
| <b>Figura 84</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 1979.....  | 211 |
| <b>Figura 85</b> Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1985.....  | 212 |
| <b>Figura 86</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1985.....   | 213 |
| <b>Figura 87</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 1985.....  | 213 |
| <b>Figura 88</b> Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial em 1978* com barras em formação (*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade).....                           | 215 |
| <b>Figura 89</b> Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1995.....  | 217 |
| <b>Figura 90</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1995.....   | 217 |
| <b>Figura 91</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 1995.....  | 218 |
| <b>Figura 92</b> Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial com a evolução de barras entre os anos 1978, 1985 e 1995* (*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade)..... | 219 |
| <b>Figura 93</b> Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 2013.....  | 220 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figura 94</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 2013.....   | 221 |
| <b>Figura 95</b> Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 2013.....  | 221 |
| <b>Figura 96</b> Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial em 2013* com barras e ilhas em formação (*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade)..... | 223 |
| <b>Figura 97</b> Rio São Francisco, evolução de barra fluvial (central), 1950-1998.....  | 225 |
| <b>Figura 98</b> Rio São Francisco, evolução de barra fluvial (central), 2009-2014.....  | 225 |

## LISTA DE TABELAS

|  |     |
|--|-----|
| <b>Tabela 01</b> Escala Quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de seleção.....  | 31  |
| <b>Tabela 02</b> Escala Quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.....   | 32  |
| <b>Tabela 03</b> Escala Quantitativa de Folk e Ward (1957) para classificação dos valores de curtose .....                                     | 32  |
| <b>Tabela 04</b> Grandes Secas no Nordeste do Brasil entre os anos de 1500 e 2000 (Secas mais prolongadas e severas indicadas em negrito)..... | 99  |
| <b>Tabela 05</b> Precipitação média anual/mensal no período de 2005 a 2015, Núcleo Irrigado de Bedouro/Petrolina-PE.....                       | 100 |
| <b>Tabela 06</b> Ilhas do Massangano e Rodeadouro – Cobertura vegetal, uso do solo e ocupação da terra – 1950.....                             | 153 |
| <b>Tabela 07</b> Ilhas do Massangano e Rodeadouro – Cobertura vegetal, uso do solo e ocupação da terra – 1998.....                             | 156 |
| <b>Tabela 08</b> Ilhas do Massangano e Rodeadouro – Cobertura vegetal, uso do solo e ocupação da terra – 2015.....                             | 158 |
| <b>Tabela 09</b> Ilha do Massangano – Expansão/retração das categorias de uso e ocupação das terras entre 1950-2015.....                       | 167 |
| <b>Tabela 10</b> Ilha do Rodeadouro - Expansão/retração das categorias de uso e ocupação das terras entre 1950-2015.....                       | 167 |
| <b>Tabela 11</b> Classificação, seleção, assimetria e curtose das amostras sedimentológicas nas ilhas do Massangano e Rodeadouro.....          | 188 |
| <b>Tabela 12</b> Resultados da datação (LOE) com distribuição anual de Th (Tório) e U (Urânio) das amostras sedimentológicas das ilhas.....    | 195 |

## LISTA DE QUADROS

|   |     |
|---|-----|
| <b>Quadro 01</b> Padrão e morfologia dos canais segundo os parâmetros morfométricos.....  | 60  |
| <b>Quadro 02</b> Síntese dos principais trabalhos acerca do Quaternário Superior para o Nordeste Brasileiro.....                                | 89  |
| <b>Quadro 03</b> Síntese morfooscópica das amostras sedimentológicas nas ilhas do Massangano e Rodeadouro.....                                  | 190 |
| <b>Quadro 04</b> Padrão e características morfológicas e hidrodinâmicas do canal no recorte de estudo nas ilhas do Massangano e Rodeadouro..... | 226 |

## SUMÁRIO

**RESUMO**

**ABSTRACT**

**LISTA DE FIGURAS**

**LISTA DE TABELAS**

**LISTA DE QUADROS**

|  |           |
|--|-----------|
| <b>1. INTRODUÇÃO.....</b>  | <b>18</b> |
| 1.1 Problemática/justificativa.....  | 22        |
| 1.2 Estrutura da Tese.....   | 23        |
| 1.3 Metodologia e procedimentos.....   | 25        |
| 1.3.1 Bases Cartográficas.....   | 25        |
| 1.3.2 Análises das formações superficiais e sua relação com a paisagem geomorfológica.....   | 27        |
| 1.3.3 Trabalho de Campo.....   | 28        |
| 1.3.4 Procedimentos Laboratoriais.....   | 30        |
| 1.3.4.1 <i>Granulometria</i> .....   | 30        |
| 1.3.4.2 <i>Morfoscopia</i> .....   | 33        |
| 1.3.4.3 <i>Datação por Luminescência Opticamente estimulada (LOE)</i> .....  | 34        |
| 1.3.5 Esboço Metodológico.....   | 36        |
| <b>2. A TEORIA SISTÊMICA E DES(NATUREZA): UMA BUSCA PARA A COMPREENSÃO DA DINÂMICA AMBIENTAL DAS ILHAS DO MASSANGANO E RODEADOURO.....</b> | <b>37</b> |
| 2.1 A Geografia e o Contexto Sistêmico da Natureza.....  | 37        |
| 2.2 Paisagem e natureza: categoria de análise geográfica.....  | 45        |
| 2.3 A estrutura e a fisiologia da paisagem geomorfológica para a compreensão da dinâmica sociedade-natureza.....                           | 51        |
| 2.3.1 A dinâmica geomorfológica e sua influencia como unidade de análise ambiental da paisagem.....  | 55        |
| 2.3.2 A dinâmica geomorfológica fluvial sobre a paisagem.....  | 58        |
| 2.3.3 Evolução da paisagem geomorfológica fluvial do Semiárido, Nordeste do Brasil.....  | 71        |
| 2.3.3.1 <i>O contexto geomorfológico superficial da paisagem semiárida</i> .....   | 71        |
| 2.3.3.2 <i>A paisagem geomorfológica das Ilhas Fluviais</i> .....  | 79        |

|  |     |
|--|-----|
| 2.3.3.3 <i>Sedimentologia, morfoestratigrafia e geocronologia: reconstruindo a geomorfogenese das ilhas Fluviais no semiárido brasileiro</i> ..... | 87  |
| <b>3. OS COMPONENTES FÍSICOS DA NATUREZA E SEUS REFLEXOS NAS ILHAS DO MASSANGANO E RODEADOURO</b> .....  | 100 |
| 3.1 Aspectos Climáticos.....   | 100 |
| 3.2 Aspectos Geológicos.....   | 106 |
| 3.3 Aspectos Geomorfológicos.....  | 113 |
| 3.4 Aspectos Pedológicos.....  | 124 |
| 3.5 Aspectos Hidrográficos.....  | 133 |
| 3.6 Aspectos da Cobertura Vegetal.....   | 137 |
| <b>4. EVOLUÇÃO DO USO E OCUPAÇÃO DAS TERRAS NAS ILHAS DO MASSANGANO E RODEADOURO</b> .....   | 145 |
| <b>5. SEDIMENTOLOGIA E ANÁLISE DOS DEPÓSITOS ALUVIAIS</b> .....  | 170 |
| 5.1 Localização dos pontos de coleta e descrição dos perfis estratigráficos.....   | 171 |
| 5.2 Granulometria e Morfoscopia dos sedimentos.....  | 187 |
| <b>6. DATAÇÃO E GEOCRONOLOGIA DOS DEPÓSITOS E DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DA PAISAGEM FLUVIAL DO SUBMÉDIO SÃO FRANCISCO</b> .....                      | 195 |
| 6.1 Dinâmica contemporânea da paisagem fluvial do Submédio São Francisco.....  | 202 |
| <b>7. CONCLUSÃO</b> .....  | 229 |
| <b>8. REFERÊNCIAS</b> .....  | 232 |

## 1 INTRODUÇÃO

Estudar a dinâmica da paisagem geomorfológica Semiárida Brasileira é um exercício investigativo de grande interesse para a ciência contemporânea. Particularmente a análise integrada dos processos geomórficos fluviais com as diversas condições naturais e socioeconômicas, na região Submédio do rio São Francisco têm um propósito ainda mais relevante diante do seu contexto geográfico e para a história evolutiva recente da Terra.

A paisagem geomorfológica por si só é dinâmica, pois representa espacialmente a interação entre diversos componentes físico-bióticos e antrópicos ao longo do tempo. Ela é uma herança, seja de processos fisiográficos e biológicos, seja como patrimônio histórico da humanidade que se apropriou do seu espaço como seu Território (AB'SABER, 2003). Portanto, a paisagem neste contexto, se configura pela herança de processos de atuação antiga, remodelados e modificados por processos de atuação recente.

Neste sentido, o estudo dos processos geomorfológicos e ambientais procura desvelar a paisagem sob uma ótica integrada elegendo como suporte a gênese do relevo associado aos demais componentes do ambiente, sobretudo nos processos da sua estruturação e fisiologia ao longo do tempo (GUERRA; MARÇAL, 2009).

As feições geomorfológicas fluviais estão condicionadas a ação do escoamento d'água sobre os sedimentos do leito do rio, propiciando o transporte, a deposição e a morfologia. A fonte deste processo é a erosão e a carga detrítica das margens, do fundo do leito e da remoção das vertentes, controlado pelos fatores hidrológicos, dentre os quais se destacam a distribuição e a quantidade da precipitação, a estrutura geológica, as condições topográficas e a cobertura vegetal. Portanto, constituem sedimentos correlativos e vestígios das condições morfoclimáticas imperantes nas áreas continentais (CHRISTOFOLETTI, 1981).

As ilhas, como uma destas feições, são relíquias da paisagem de todo sistema hidrográfico-ambiental em que está inserida, no caso a bacia hidrográfica do Submédio São Francisco, bem como seus depósitos sedimentares funcionam como geoarquivos de dados ambientais subsidiando uma compreensão da evolução geomorfológica e dinâmica fluvial existente.

O Submédio São Francisco é marcado por uma conjunção de fatores hidrológico-ambientais que interferem diretamente na dinâmica de sua paisagem com a alteração na geomorfologia e seus processos morfogenéticos, como principalmente o ciclo de erosão/deposição. Suas superfícies geomorfológicas de caráter fluvial e holocênica, como os terraços, planícies de inundação e as ilhas, foram bastante alteradas pelas oscilações climáticas pleistocênicas, holocênicas e contemporaneamente pelas intervenções hidráulicas e as atividades agrícolas irrigadas.

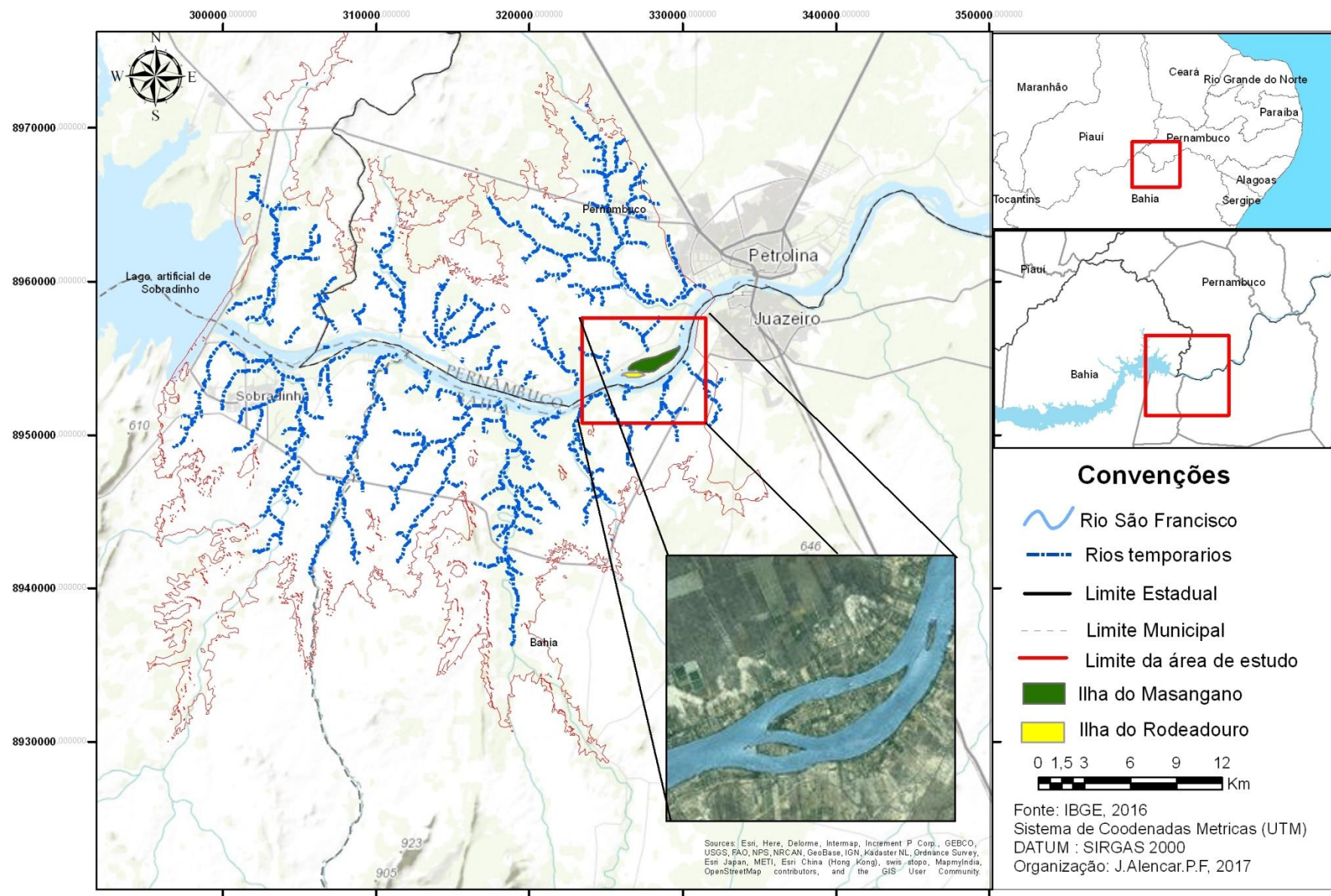
Neste contexto, as Ilhas do Massangano e Rodeaouro se destacam por sua configuração geomorfológico-ambiental consolidada e importância socioeconômica com terras distribuídas por sítios urbanos, propriedades rurais e pontos comerciais. Deste modo, a elucidação da dinâmica geomorfológica da ilha a partir de seus depósitos sedimentares, poderá reestabelecer o elo entre o passado geológico Quaternário (2,5 Ma) e o presente demarcado pelas derivações antropogênicas, como também elaborar prognósticos dos problemas ambientais.

Nesta perspectiva, esta pesquisa se baseou na abordagem sistêmica e no aspecto estrutural e fisiológico da paisagem para analisar a dinâmica geomorfológica e ambiental das ilhas do Massangano e Rodeaouro, situadas no Submédio São Francisco, como subsídio para o planejamento do uso e ocupação adequados de suas terras.

As referidas ilhas, inseridas no Submédio São Francisco, particularmente em seu recorte hidrográfico Alto num trecho do rio com altitude média de 355m a 371m, possui padrão de drenagem predominante dentrítico, canal com morfologia meandrante e anastomasada, leito entrecortado por soleiras, barras e outras ilhas, e margeado por diques, terraços e superfícies alagáveis, típicas de planície de inundação (Figura 01). Segundo Ferreira; Dantas e Shinzato (2014) trata-se da planície Sanfranciscana que está disposta em superfícies sub-horizontais, constituídas de depósitos areno-argilosos, com terrenos deficientemente drenados e sujeitos a inundações periódicas, além de mantos arenosos e campos de dunas situados a sudoeste de Petrolina. Lira (2014) considerou esta planície uma morfoestrutura de origem poligenética com processos agradacionais fluvial, lacustre e eólica.

Segundo Corrêa (2006), os terraços desta planície são constituídos por solos latossolos e argissolos evoluídos sobre coberturas sedimentares discordantes com o embasamento cristalino das faixas de dobramentos regionais aplainadas, indicando fáceis distais de leques coluviais erosivos de elevações residuais e/ou antigos depósitos de enchente, que exumaram depressões marginais ao longo do canal fluvial pretérito.





**Figura 01.** Ilhas do Massangano e Rodeadouro, localização no Submédio São Francisco, 2015.  
**Fonte:** Organização Luiz Henrique Lyra, 2015 (IBGE, 2012; SRTM, 2011).

Este trecho do rio São Francisco foi bastante alterado pela instalação de barragens, como a de Sobradinho que controlam a vazão e suas oscilações entre as secas e cheias, proporcionando o crescimento da ocupação e das áreas agricultáveis irrigadas. Contudo, ocasionaram várias alterações no fluxo e no ciclo erosivo/deposicional, na recarga e capacidade de transporte de material, evidenciadas pelo rebaixamento da vazão d'água, o assoreamento de seu leito e o desaparecimento de vários tributários, bem como, a formação de extensas barras fluviais e ilhotas (PEREIRA, A. D. C. e BRAZ, E. R. C., 1993).

Deste modo, foram elencados neste trabalho dois elementos norteadores: As mudanças do clima e as mudanças antrópicas na paisagem geomorfológica. Ambas com repercussões inter-relacionadas ambientais e hidrológicas, destacando-se como fatores determinantes o esfriamento de pequenas fases glaciais, os sistemas atmosféricos de alta e média amplitude regional e local, como o El Niño, e as barragens construídas ao longo de toda calha principal do rio São Francisco.

Levando-se em consideração esta premissa, as investigações foram conduzidas com base nos seguintes questionamentos:

- 1 - Qual é o papel dos aspectos naturais e antrópicos na dinâmica geomorfológica e ambiental das ilhas do Massangano e Rodeadouro na perspectiva sistêmica da paisagem?
- 2 - De que forma o uso e ocupação das terras são determinantes para a configuração geomorfológica e ambiental no contexto local e regional das ilhas?
- 3 - Como se apresentam as unidades geomorfológicas nas ilhas do Massangano e Rodeadouro e quais as suas relações com a estrutura e fisiologia da paisagem?
- 4 - Como interpretar as condições paleoambientais das ilhas a partir da dinâmica geomorfológica fluvial e seus depósitos estabelecendo a correspondência espacial e a geocronologia dos eventos?

Estes questionamentos foram respondidos a partir de um planejamento metodológico respaldado nos seguintes objetivos, que em termos gerais, priorizou analisar a dinâmica geomorfológica e ambiental das ilhas do Massangano e Rodeadouro em seu contexto regional e local. E de modo específico:

- Relacionar os condicionantes naturais (clima, litologia, topografia, hidrografia, solos, vegetação) e sócioeconômicos (demografia, atividades de uso e ocupação) das ilhas do Massangano e Rodeadouro em seu contexto regional e local;
- Avaliar a dinâmica do uso e ocupação das terras na configuração geomorfológico-ambiental das ilhas do Massangano e Rodeadouro;

- Estabelecer a compartimentação geomorfológica no recorte hidrográfico das ilhas do Massangano e Rodeadouro;
- Identificar os aspectos da morfoestrutura e da drenagem nos processos geomórficos das Ilhas;
- Analisar a gênese e cronologia da deposição fluvial para interpretação evolutiva das ilhas;
- Datar os depósitos sedimentares a fim de estabelecer a correspondência espacial e sequência evolutiva dos eventos;
- Relacionar os depósitos com a evolução da dinâmica paleoambiental das ilhas;

### **1.1 Problemática/justificativa**

O anseio em pesquisar a temática sobre a perspectiva geomorfológica e ambiental da paisagem nas ilhas do Submédio São Francisco, e em particular do Massangano e Rodeadouro, se deu em função de alguns fatores intrigantes: Primeiro pela carência de trabalhos com este enfoque no semiárido brasileiro e em particular dos ambientes insulares fluviais; Segundo pela relevância ambiental destas feições geomorfológicas no contexto hidrográfico em que se encontram, constituindo um patrimônio natural, socioeconômico e cultural para a população local e de todo semiárido brasileiro. As ilhas pelo seu isolamento tem características peculiares e exclusivas, como a diversidade de flora e fauna com espécies endêmicas terrestres e sub-aquáticas, além disto possui potencialidades agrícola atreladas as boas condições de solo e disponibilidade hídrica, e turística-comercial por sua beleza cênica e balneabilidade. Terceiro por ser uma evidencia paleoambiental, constituindo por si mesma, uma grande superfície de acumulação que armazena informações preciosas sobre a história evolutiva recente da paisagem san franciscana Submédio do rio São Francisco; e por fim, pelo seu próprio dinamismo geomórfico e resiliência ambiental em se reajustar de forma rápida e intensa as mudanças naturais e antrópicas em que estão submetidas.

Não obstante, estes fatos só corroboram ainda mais a importância de conservar as ilhas que no cenário maior de contrastes sociais e adversidade ambiental em que se encontram, ou seja, a bacia do rio São Francisco, constituem paisagens relíquias severamente ameaçadas pelo avanço desordenado do uso e ocupação de suas terras.

Sendo assim, a análise das ilhas na perspectiva da abordagem sistêmica e sua contribuição nas acepções humanas da natureza, com enfoque na estruturação e fisiologia de suas paisagens geomorfológicas fluviais holocênicas, subsidiou a base teórico-metodológica para a elaboração deste trabalho, bem como, norteou os procedimentos adotados em diferentes etapas, destacando-se entre eles o levantamento documental (bibliográfico e cartográfico), trabalho de campo e análise laboratorial.

As ilhas do Massangano e Rodeadouro constituídas por elementos naturais e sociais em interação interna e externa fazem delas uma paisagem única e indissociável, parte chave de uma totalidade. Nesta perspectiva pretende-se que este trabalho sirva de incentivo a outras pesquisas sobre a dinâmica geomorfológica e ambiental da paisagem semiárida, principalmente dos ambientes insulares semelhantes ao do Submédio São Francisco, no anseio de contribuir não só com o resgate da história evolutiva destas feições fluviais como também das outras unidades morfológicas contíguas, e na consecução do planejamento e ordenamento do uso e ocupação de suas terras com maior racionalidade ambiental. O trabalho, diante a escassez de estudos sobre esta paisagem peculiar, poderá também contribuir na disposição e organização de informações para um acervo documental mais acessível à comunidade acadêmica e a todos interessados.

## **1.2 Estrutura da Tese**

Considerando o cumprimento dos objetivos anteriormente apresentados para o desenvolvimento da pesquisa, a tese está estruturada em seis capítulos, a saber:

O primeiro capítulo trata-se da introdução em que são esclarecidos o objeto de estudo, os objetivos, os questionamentos e a problemática/justificativa pertinentes a tese.

O segundo capítulo contempla a fundamentação teórica sobre a natureza na abordagem sistêmica e seus desdobramentos na Geografia, destacando o aspecto estrutural e fisiológico da paisagem para compreender a dinâmica dos processos geomorfológicos e ambientais das ilhas do Massangano e Rodeadouro em seu contexto local e regional.

O terceiro capítulo contempla a caracterização integrada dos componentes físicos da natureza nas ilhas e suas relações intrínsecas com os processos geomórficos fluviais e a dinâmica ambiental existente.

O quarto capítulo concerne à evolução do uso e ocupação das terras e sua influencia na dinâmica geomorfológica das ilhas, contemplando suas interferências e repercussões degradadoras que comprometem seu equilíbrio hidrológico e ambiental.

O quinto capítulo se refere à sedimentologia e análise dos depósitos aluviais das ilhas e outras feições do relevo circunjacente, como os terraços e a planície fluvial, obtendo-se o conhecimento detalhado da gênese e evolução morfogenética e o contexto ambiental em que se encontram as ilhas.

O sexto capítulo concerne à datação e geocronologia dos depósitos das ilhas e adjacências que permitiram inferir a proveniência poligênica destes sedimentos fluviais, sobretudo pela remobilização eólica, e dos fluxos de transporte e deposição associada a eventos extremos como as cheias, ainda hoje recorrentes na região em que se encontram, ou seja, o Submédio São Francisco. Assim como, propor uma relação cronológica destes depósitos e consequentemente das ilhas com os eventos paleoclimáticos holocênicos que intensificaram a semiaridez nesta região.

Finalmente, ainda no sexto capítulo, se enfocou a dinâmica contemporânea da paisagem fluvial do Submédio São Francisco relacionando as transformações do padrão e características morfológicas e hidrodinâmicas do canal delimitado em que se encontram as ilhas, com os eventos climáticos e hidrodinâmicos, como as secas e as cheias, e as interferências hidráulicas antrópicas, contribuindo para a compreensão sólida e factível da própria dinâmica geomorfológica e ambiental das ilhas.

### 1.3 Metodologia e Procedimentos

#### 1.3.1 Bases cartográficas

Um SIG – Sistema de Informações Geográficas foi elaborado utilizando fotografias aéreas das bases da Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco (CODEVASF) em escalas de 1: 25.000 a 12.500, cartas e mapas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias (EMBRAPA), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira – Ministério do Meio Ambiente (PROBIO-MMA), Secretaria de Recursos Hídricos da Bahia (SRH-BA), Zoneamento Agroecológico de Pernambuco (ZAPE) e do projeto Radar do Brasil (RADAMBRASIL), com escalas variadas respectivas de 1:100.000, 1:250.000, 1:500.000 e 1:1000.000. Outras fontes foram os dados do Modelo Digital de Elevação (MDE) e suas derivações locais básicas do projeto TOPODATA – Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil (MIRANDA, 2005; SILVA; RODRIGUES, 2009), com resolução espacial de 30m, elaborados a partir dos dados de radar da missão *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM (2011); imagens de satélites LANDSAT 01, 02, 04 e 05, com resolução de 80 a 30m, para o período de 1973 a 2011 em intervalos aproximados de dez anos, disponibilizadas na base do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE); e imagens do Google Earth Pro 2014, 2015 e 2016 com resolução compatível a 250m.

Para compilação dos mapas geológicos e pedológicos utilizou-se a base de dados disponibilizada pelo CPRM (2005; 2010, 2014), incluindo os Índices de Geodiversidade dos Estados da Bahia e de Pernambuco elaborados pelo mesmo Órgão, e pela EMBRAPA solos (2006).

Os dados contidos no MDE e suas derivações permitiram confeccionar os mapas de declividade, altimetria, drenagem, indicação de fluxo do escoamento superficial segundo a proposta de Landim; Monteiro e Corsi (2007). Deste modo o mapeamento dos compartimentos geomorfológicos foi obtido a partir do cruzamento destas informações com o mapa pedológico e os registros de campo seguindo as diretrizes estabelecidas pela comissão da União Geográfica Internacional – UGI (DEMEK, 1972 Apud CORRÊA, 1997) e a do manual técnico de Geomorfologia do IBGE (NUNES et al., 2009).

Cassetti (2005) descreve que o mapa geomorfológico da UGI contempla quatro tipos de dados: morfométricos – informações métricas importantes obtidas com auxílio de cartas topográficas e outros levantamentos. Corresponde a declividade das vertentes, a

hierarquização de drenagem, entre outros; morfográficos – as formas de relevo resultantes do processo evolutivo, correspondendo em tese aquelas decorrentes dos processos de agração e de degradação; morfogenéticos – informa os processos responsáveis pela elaboração das formas representadas; cronológicos – referem-se ao período de formação ou elaboração de formas ou feições. Para NUNES *et al.* (2009), o mapa do IBGE prevalece a vertente taxonômica da representação das macro-unidades geomorfológicas ou Domínios Morfoestruturais, compreendendo grandes conjuntos estruturais e originando arranjos regionais de relevo, com fatores interconectados, seguindo-se um enquadramento dos fatos geomorfológicos de acordo com o arcabouço geológico demarcado pela natureza das rochas e pela tectônica, até uma escala de detalhe, na qual é possível identificar o tipo de modelado do terreno, que corresponderiam a um conjunto de formas presentes na superfície com similitude na morfometria e gênese.

Para análise dos condicionantes ambientais, foi realizado levantamento de dados sobre a abrangência dos eventos de natureza morfoclimática associados ao grau de interferência antrópica da paisagem local e da região, e análise de material cartográfico (fotografias aéreas e imagens de satélites) em períodos demarcados por fatos críticos que contribuíram para a estruturação e fisiologia da paisagem constituinte da dinâmica estudada.

Neste sentido, foi mapeado o uso e ocupação das terras utilizando-se o sistema de classificação de uso da terra automatizado Classification System Land Cover – LCCS da FAO (GREGORIO, 2005), que procura contemplar a observação e a síntese do conjunto e das particularidades do uso das terras orientadas, segundo a distribuição geográfica dos recursos da terra, da sua apropriação social e das transformações ambientais, bem como procedimentos técnicos de levantamento e mapeamento, compatíveis com essa visão sobre o uso da terra.

Estes procedimentos foram baseados no processamento e análise de fotografias aéreas e imagens das ilhas, utilizando-se a técnica de classificação híbrida, ou seja, tanto supervisionada quanto não supervisionada, por agrupação de pixels com características espectrais similares em classes de uso da terra (FLORENZANO, 2008). Técnicas semelhantes, mas com metodologia pré-definidas por supervisionamento em campo, foram utilizadas na mesma região por Córdoba *et al.* (2011) e Cunha *et al.* (2011).

O intervalo espaço-temporal considerado foi de 65 anos, tendo como parâmetro os anos de 1950 que antecederam a construção da barragem de Sobradinho, na década de 70, e após sua instalação com a operação da usina hidroelétrica, em 1979, até o ano de 2015. A classificação contemplou sete subclasses de uso e ocupação: Culturas Permanentes; Culturas Temporárias; Pastagem; Urbanização Incipiente; Urbanização Comercial; Piscicultura; Área Florestal e Área Descoberta.

Imagens de satélite Landsat do canal principal do rio São Francisco na área de estudo foram correlacionadas com os dados de precipitação total e média coletados da estação agrometeorológica da EMBRAPA/Semiárido, situada no Núcleo Irrigado de Bebedouro, Petrolina – PE, e de vazão e volume de sedimentos da estação fluviométrica da ilha do Fogo situada a montante da área e gerida pela Agência Nacional das Águas (ANA), enfatizando os anos de secas e cheias.

O tratamento digital das imagens assim como o processamento dos dados foi realizado com auxílio do Software ArcGis 10, Global Mapper 13 e Google Earth Pro (Licença do Laboratório do Grupo de Pesquisa em Dinâmica Ambiental e Geomorfologia – DAGEO/UFS).

### 1.3.2 Análises das formações superficiais e sua relação com a paisagem geomorfológica

A abordagem morfoestratigráfica procura relacionar a geomorfogenese da paisagem com as formações superficiais que as estruturam, dentre elas, as unidades deposicionais mantêm uma estreita relação com a morfologia superficial contemporânea. Portanto, sua importância para elucidação dos depósitos Quaternários, principalmente de natureza climática, se dá por estas unidades estarem alicerçadas sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área.

Frye e Wilman (1962) assinala que a morfoestratigrafia busca identificar um corpo litológico primordialmente pela sua feição superficial, que pode ser diferenciada ou não das unidades que lhe são contíguas, e transgredir limites temporais ao longo de sua extensão.

Neste sentido, esta abordagem associada ao mapeamento geomorfológico e pedológico proporcionou a identificação e distinção das unidades deposicionais no recorte espacial estudado, assim como, as análises das propriedades sedimentológicas e dos perfis estratigráficos destes depósitos foram importantes para correlacionar os materiais e eventos paleoambientais decorrentes para a sua formação e do contexto morfológico em que estão inseridos. Destaca-se que esta análise foi corroborada pela geocronologia dos dados obtidos possibilitando uma interpretação mais segura e próxima da realidade.

A descrição das fácies e a análise das seções verticais seguiram o esquema proposto por Miall (1996), utilizando-se da metodologia de análise da aloestratigrafia, onde cada unidade aloestratigráfica definida registra um episódio de sedimentação, separada de outra unidade por episódios de erosão ou de pedogênese.



### 1.3.3 Trabalho de Campo

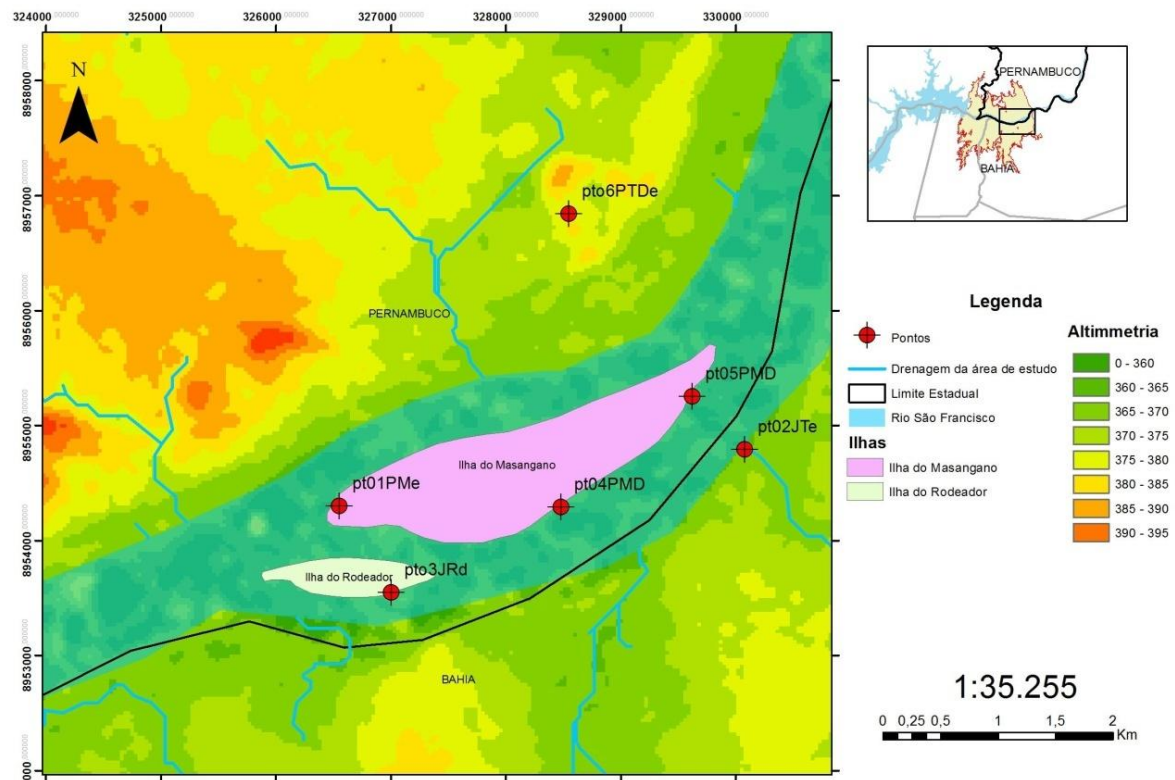
Foram realizadas três incursões a campo, uma em 2014 e duas em 2015. A primeira para reconhecimento e registro da área de estudo, analisando a morfologia e dos demais aspectos físico-ambientais determinantes para a dinâmica geomorfológica local (declividade, altimetria, regime climático, drenagem, escoamento superficial, solos, cobertura vegetal, uso e ocupação humana, etc) para posterior mapeamento a partir da sobreposição de dados cartográficos, enfatizando as feições de relevo de acumulação fluvial como as unidades deposicionais semelhantes às ilhas (barras, terraços e áreas de acumulação).

Em seguida, os dois trabalhos no ano de 2015, delimitaram com auxílio de imagens de satélites e a correlação geomorfológica da paisagem, seis pontos para recorte e descrição de perfis estratigráficos e coleta de amostras nos depósitos sedimentares, sobretudo aluviais, para análise granulométrica, morfoscópica e datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), nas margens das ilhas do Massangano e Rodeadouro, e do rio, inseridas na planície fluvial do Submédio São Francisco, sendo três destes pontos em localidades da Ilha do Massango, um na Ilha do Rodeadouro, um na margem direita do rio pertencente ao município de Juazeiro-BA e outro na esquerda no município de Petrolina-PE (Figura 02).

Foram utilizados instrumentos e ferramentas, como GPS de mapeamento (*Garmim 76S*), martelo geológico, trena, marreta, sacho, pá e máquina fotográfica para selecionar e registrar as áreas de amostragem, assim como, coletas de material para análise em laboratório.

A análise das formações superficiais e sua relação com a paisagem de acordo com a abordagem morfoestratigráfica e corroborada pelos dados sedimentológicos de granulometria e morfoscopia, foi adotada em seis pontos selecionados correspondentes a unidades geomorfológicas deposicionais das ilhas e da planície fluvial.

Esta análise permite estabelecer às relações entre as superfícies geomorfológicas de sedimentação quaternária e seus materiais constituintes de forma mais precisa, pois se distingue depósitos de litologias semelhantes superpostos e contínuos ou geograficamente descontínuos pela descrição de suas discontinuidades reconhecíveis, como também depósitos de litologias heterogêneas podem ser inclusos em uma única unidade desde que estejam localizadas entre as mesmas discontinuidades limitantes (SUGUIO, 2003).



**Figura 02.** Margens do rio São Francisco e das ilhas do Massangano e Rodeador, localização dos pontos de coleta e perfis estratigráficos, 2016.

**Fonte:** Organização Luiz Henrique Lyra, 2016 (SRTM, 2011; IBGE, 2012).

Em cada um dos pontos foram traçados perfis estratigráficos dispostos verticalmente e coletadas 18 amostras de sedimentos para análise granulométrica e morfoscópica, sendo 15 destas para datação do ambiente e dedução dos seus processos geomorfológicos superficiais. Os resultados da granulometria foram obtidos estatisticamente e obtendo-se a porcentagem das classes granulométricas, o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose dos sedimentos. A classificação final foi realizada com o programa Sysgran 3.0, utilizando os gráficos tipos diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

Em seguida os perfis e seus sedimentos foram destrinchados, delimitando seus aspectos topográficos e compilando as informações granulométricas representadas nos respectivos diagramas (SHEPARD, 1954; PEJRUP, 1988), como também sua distribuição composicional (argila, silte e areia).

As Amostras de sedimentos foram coletadas em vários transectos verticais, definidos a partir do modelo de elevação digital feito para a área, e no próprio trabalho de campo. Estas, por sua vez, foram colhidas de acordo com os procedimentos descritos por Corrêa (2001), utilizando-se tubos de PVC pretos com 40 cm de comprimento, 06 cm de diâmetro e tampas bem ajustadas em ambas às extremidades. Estes são inseridos com ajuda de martelo, em

posição horizontal, na unidade estratigráfica, de modo que possa se retirar a quantidade de material necessária à realização de todas as medições provenientes do mesmo nível estratigráfico, evitando assim uma amostragem posterior com contaminação por materiais procedentes de outros níveis estratigráficos. Neste momento é inserido um saco plástico preto dentro do tubo pela abertura externa para impedir a exposição de luz solar. Após a coleta, as extremidades dos tubos são fechadas com as tampas e vedadas com fita isolante preta para evitar a perda de umidade.

Em cada nível estratigráfico amostrado para a datação por LOE foi retirada uma quantidade de sedimentos equivalente a 01 quilograma e armazenada em sacos plásticos para realização das análises sedimentológicas, que por sua vez, aprimorou a caracterização dos níveis estratigráficos. Algumas destas amostras precisaram ser secas ao ar, destorroadas e nelas feita a caracterização física e química.

#### 1.3.4 Procedimentos Laboratoriais

As análises sedimentológicas foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia do Quaternário, no Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE. Já os procedimentos de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) nas amostras de sedimentos coletadas no laboratório da empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA utilizando o protocolo SARs com 10 alíquotas. As amostras foram submetidas a uma série de tratamentos químicos para a preservação do material coletado e condicionamento adequado - de forma que estejam livres de material orgânico e/ou metais pesados, e com granulometria homogênea – para exposição à radiação solar manipulada e posterior aferimento em equipamentos eletrônicos e análise em softwares especializados.

##### 1.3.4.1 *Granulometria*

A granulometria é um procedimento para a determinação das dimensões que constituem as amostras de sedimentos e no tratamento estatístico desta informação, obtendo-se indicações preciosas sobre a proveniência, transporte e ambiente deposicional destes sedimentos (DIAS, 2004). Suguio (2003) ressalta tratar-se de uma análise para a descrição mais detalhada dos sedimentos desvelando características como a distribuição, indicando outras propriedades associadas como a porosidade e a permeabilidade, tipologia

dos ambientes deposicionais e os processos físicos atuantes como a hidrodinâmica durante a deposição.

A quantificação das frações granulométricas foi realizada através do peneiramento seco das amostras, sendo desprezadas as frações de silte e argila. A obtenção dos dados quantitativos de granulometria para esta análise foi conduzida, em parte, com base no método desenvolvido por Gale & Hoare (1991), cujas etapas estão descritas a seguir:

- Pesou-se 100g de sedimento arenoso;
- Colocar em copo metálico e acrescentar 400 ml de água;
- Colocar 25 ml de dispersante (hexametáfosfato de sódio);
- Levar copo metálico ao agitador mecânico e agitar por dez minutos para o caso de sedimento arenoso.

No entanto, para separar os finos das demais frações, após as etapas já descritas, os sedimentos foram lavados em peneira de 63 $\mu$ m (*phi* 4), desprezando as frações abaixo deste valor. Após a lavagem, o material restante na peneira foi levado para secar em estufa e novamente pesado pra quantificar o total de finos perdidos. Posteriormente a amostra foi peneirada em jogos de peneira com intervalos sucessivos de 1 *phi* ( $\Phi$ ) para a determinação de areia muito fina, areia fina, areia, areia média, areia grossa e cascalho.

Posteriormente o tratamento dos dados seguiu os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957), obtendo-se a porcentagem das classes granulométricas, o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose dos sedimentos (Tabelas 01, 02 e 03). A classificação final foi realizada com o programa Sysgran 3.0, utilizando os gráficos tipos diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

**Tabela 01 – Escala Quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de seleção.**

| Grau de seleção                | Valor       |
|--------------------------------|-------------|
| Muito bem selecionado          | < 0,35      |
| Bem selecionado                | 0,35 a 0,50 |
| Moderadamente selecionado      | 0,50 a 1,00 |
| Pobrememente selecionado       | 1,00 a 2,00 |
| Muito Pobrememente selecionado | 2,00 a 4,00 |
| Extremamente mal selecionado   | > 4,00      |

Fonte: *apud* Barros (2014).

**Tabela 02 – Escala Quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.**

| <b>Assimetria</b>                | <b>Valor</b>    |
|----------------------------------|-----------------|
| <b>Assimetria muito negativa</b> | - 1,00 a - 3,0  |
| <b>Assimetria negativa</b>       | - 0,30 a - 0,10 |
| <b>Aproximadamente simétrica</b> | - 0,10 a 0,10   |
| <b>Assimetria positiva</b>       | 0,10 a 0,30     |
| <b>Assimetria muito positiva</b> | 0,30 a 1,00     |

Fonte: *apud* Barros (2014).

**Tabela 03 – Escala Quantitativa de Folk e Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.**

| <b>Curtose</b>            | <b>Valor</b> |
|---------------------------|--------------|
| <b>Muito Platicúrtica</b> | < 0,67       |
| <b>Platicúrtica</b>       | 0,67 a 0,90  |
| <b>Mesocúrtica</b>        | 0,90 a 1,11  |
| <b>Leptocúrtica</b>       | 1,11 a 1,50  |
| <b>Muito leptocúrtica</b> | 1,50 a 3,00  |

Fonte: *apud* Barros (2014).

Em particular o diagrama de Shepard e seus resultados permitem deduzir as características do ambiente de deposição no que se refere à energia e a viscosidade para grupos de amostras de diferentes perfis. Neste gráfico empírico elaborado através dos parâmetros médio, desvio padrão e curtose de Folk e Ward (1957), são dispostas linhas que distinguem os ambientes de sedimentação e indicações dos sentidos de aumento de fluidez e energia do meio deposicional (*apud* de BARROS, 2014).

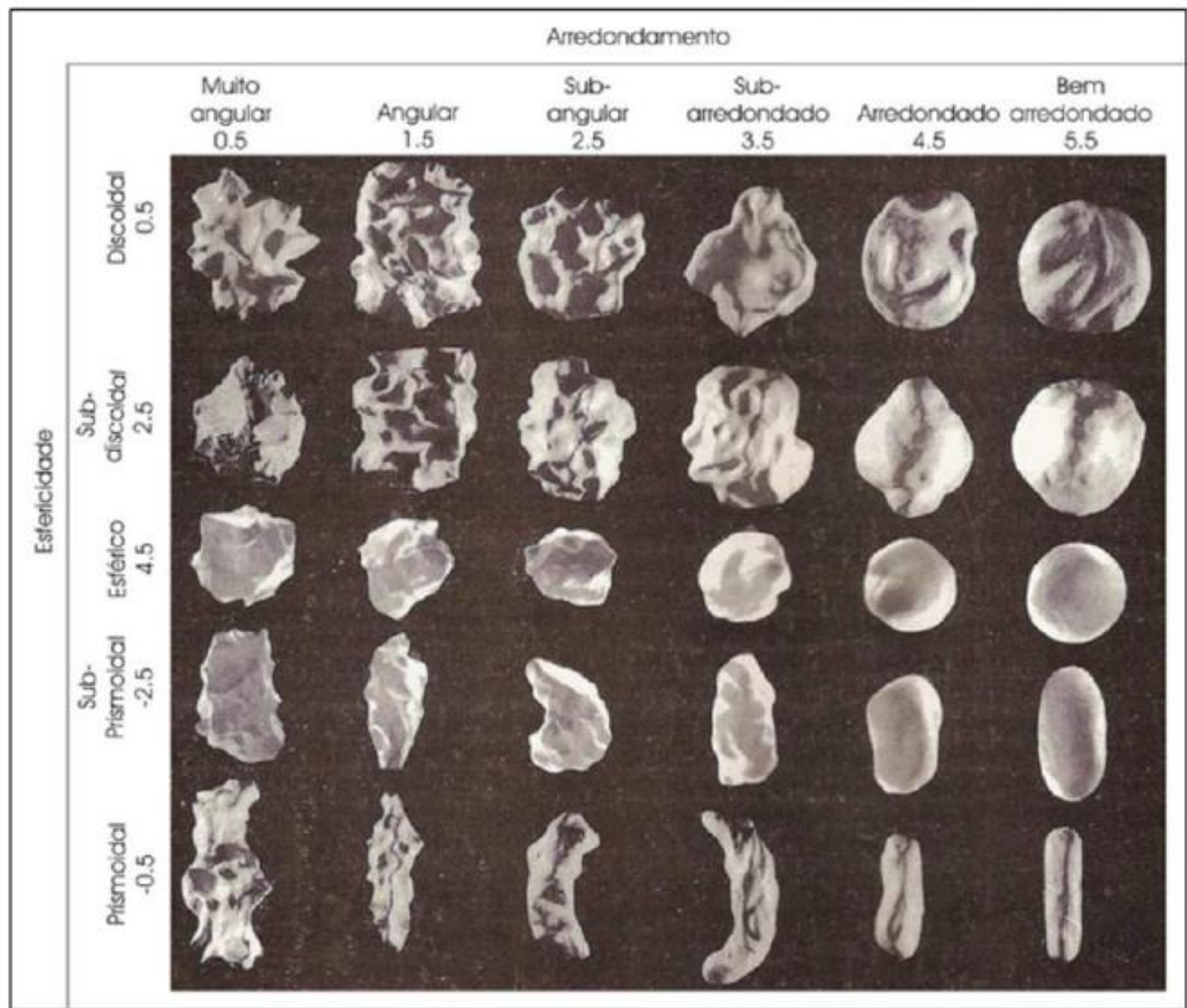
#### 1.3.4.2 Morfoscopia

O estudo das partículas consiste basicamente na observação dos seguintes parâmetros:

- Forma do grão que é geralmente expressa em termos geométricos onde as formas mais comuns são prismáticas, esféricas, tabulares, lamelares e elipsoidais;
- O arredondamento dos grãos que significa a agudeza dos ângulos e arestas de um fragmento ou partícula clástica. Geralmente é expresso por angular, subangular, subarredondado e arredondado;
- A esfericidade significa a relação entre a forma de um grão e a esfera circunscrita a esse grão.

Deste modo, o método visual é baseado na comparação entre a projeção máxima do contorno da partícula e um conjunto de imagens cujo arredondamento foi previamente calculado de acordo com o método descrito por Tucker (1995). A metodologia consiste primeiramente na separação de 100 gramas de amostra, a qual parte foi submetida à lavagem numa solução de água corrente. Após secagem a amostra foi analisada em lupa binocular técnica (com aumento de 4x e 2x) onde foram observados os seguintes parâmetros (Figura 03): forma, arredondamento, esfericidade e brilho. Visando tornar o grau de arredondamento avaliado mais objetivo, foram definidas categorias: muito angular (0,5); angular (1,5), subangular (2,5); subarredondado (3,5); arredondado (4,5); e bem arredondado (5,5) e para o grau de esfericidade foram definidas as seguintes categorias: esfericidade alta (0,5 a 4,5); esfericidade média (-2,5) e baixa esfericidade (-0,5).

Segundo Lima (2015), a morfoscopia corresponde diretamente ao meio e a forma de transporte em que os sedimentos estão submetidos. Portanto, auxiliam na caracterização e interpretação dos diferentes tipos de ambientes em que foram transportados e depositados.



**Figura 03.** Diagrama representativo dos diferentes graus de arredondamento x esferecidade.  
**Fonte:** Tucker (1995).

#### 1.3.4.3 Datação por Luminescência Opticamente estimulada (LOE)

O método de datação absoluta das amostras de depósitos sedimentares desprovidos de matéria orgânica por técnica de Luminescência Opticamente estimulada (LOE) corresponde, segundo SALLUN *et. al.* (2007) ao registro da interação das radiações com a matéria, ou seja, a propriedade física dos materiais cristalinos ou vítreos, previamente submetidos a radiações ionizantes, de emitir luz por estímulo óptico, obtendo-se suas idades pelo calculo das medidas nas concentrações de defeitos induzidos nos materiais irradiados em ambiente deposicional. Portanto, ao medir a luz emitida nestes materiais é possível determinar quando um mineral se cristalizou ou quando um sedimento foi exposto a luz pela última vez durante período mínimo de 6-8 horas (TL) e alguns minutos (LOE e LERI), ou sofreram aquecimento superior a 100<sup>0</sup>C. Esta, por sua vez permite obter idades desde pouco de dezenas de anos até cerca de 1,5 Ma anos, dependendo dos níveis de saturação do material analisado (AITKEN,

1998 E WAGNER, 1998), o que facilita sua aplicação para a reconstituição cronológica de eventos deposicionais ocorridos ao longo do Quaternário, desde eventos climáticos regionais de grande magnitude (mudanças nos padrões de circulação regional), eventos tectônicos que afetaram a rede de drenagem (inversões e capturas por soerguimento das cabeceiras), até episódios erosivos recentes desencadeados por alterações nos padrões de uso do solo.

A datação obtida por luminescência opticamente estimulada (LOE) consiste na condução das doses de radiações ionizantes emitidas pelos radioisótopos naturais ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ ) presentes no cristal em solo ou da radiação cósmica, extraindo desta forma sua idade pela acumulação destas radiações e a taxa anual incidente. No caso esta acumulação é mensurada em doses (DA – dose acumulada) calibrando-se os cristais, ou seja, detectando a relação entre a intensidade de luz em função da DA por meio do método de regeneração total, zerando as radiações do cristal e traçando suas curvas de calibração. As doses pré-existent, denominadas paleodoses (P), são calculadas com base nas alíquotas múltiplas, isto é, o ponto onde a área média da LOE natural intercepta a reta de crescimento (TATUMI *et al.*, 2008).

O protocolo utilizado na datação foi o SAR (*Single Aliquot Regeneration*) de dez alíquotas com averiguação de doses testes ( $D_T$ ). Este corresponde a dez curvas de calibração da DA nos cristais contidos nas amostras coletadas, obtendo-se dez valores de P e, conseqüentemente, dez idades diferentes para cada uma delas. Trata-se de um fator positivo para o estudo cronológico dos eventos, pois também fornece informações sobre a flutuação desses valores em um mesmo episódio (SILVA, 2012; LIMA, 2015). Contudo, Murray e Wintle (2000) alerta que a frequência de doses regenerativas de radiação pode ocasionar a perda de sensibilidade na resposta do sinal de LOE, recomendando a aplicação e medição de doses testes ( $D_T$ ) constante numa quantidade do valor estimado de P: cerca de 10%.





## **2 A TEORIA SISTÊMICA E DES(NATUREZA): UMA BUSCA PARA A COMPREENSÃO DA DINÂMICA AMBIENTAL DAS ILHAS DO MASSANGANO E RODEADOURO**

### **2.1 A Geografia e o Contexto Sistêmico da Natureza**

O contexto de rápidas e constantes transformações que a humanidade vivencia converte-se em uma complicada e complexa teia de eventos sociais e ambientais. Especificamente, na Geografia emergiu uma ebulição constante destas transformações, pois seu objeto de estudo é formado tanto pela dimensão social, como natural. Sendo assim, segundo Springer (2010 p. 159), “independente da abordagem dada ao estudo, seja a natureza interpretada como natural; artificial; ou até mesmo social; ela esta sempre presente na base deste espaço e desta sociedade presente neste espaço. Assim, a Natureza se encontra subjacente à maioria das pesquisas em Geografia”.

A Geografia se coloca como instrumento balizador deste processo que ao longo da história humana e de sua própria história como ciência, natureza e homem se interpenetram no espaço, objeto de seu estudo, que são indissociáveis (SOUZA; SUERTEGARAY, 2007). O conceito de natureza até então dominante a entendia como algo externo ao Homem. Atualmente onde é cada vez mais difícil estabelecer o que é puramente Natural do que é Social, sendo a interpenetração desses elementos a regra cada vez mais comum, surge o conceito de Ambiente, resultante não somente de uma interface entre os processos naturais e a sociedade, mas também, e principalmente, de uma transfiguração das técnicas adotadas e sua interferência nas formas e processos naturais. Estas por sua vez, são interpretadas por Santos (1997) como Natureza Artificial, Tecnificada ou Instrumental. “Nesse caso, são as consequências danosas dessa transfiguração que chamamos de questão ambiental” (SOUZA; SUERTEGARAY, 2007, p. 6).

A Geografia, ainda que sob forte influência positivista, avançou na integração epistemológica homem-natureza. Pois, já no final do século XIX, se destaca o esforço, neste sentido, de Elisée Reclus, que mesmo com uma ascendência anarquista, foi percussor de uma Geografia integradora e mesmo ambientalista. Ao teorizar e registrar que “O Homem é a Natureza adquirindo consciência de si própria” ele revela uma concepção da relação Homem/Natureza diferente dos métodos científicos presentes até então. Entretanto, devido seu posicionamento político e o pensamento dominante da época, essa nova concepção não se

desenvolveu, o que fez com que a sua obra tenha sido editada somente na segunda metade do século XX (SOUZA; SUERTEGARAY, 2007).

A estruturação da Geografia Moderna, segundo Vitte (2007), se deve em grande parte ao embate filosófico entre a metafísica da natureza e as reflexões Kantianas, sobretudo nas realizadas na “Crítica a Faculdade do Juízo”. Esta se contrapôs a teoria mecanicista de Newton, inflamando idéias sobre a teologia da natureza e a estética moderna, como também, sobre o paradigma biológico do organismo, promovendo o redimensionamento do espaço, do tempo, do lugar e da própria natureza no mundo moderno. Há de se destacar neste entremeio o papel da Naturphilosophie e da obra de Alexander Von Humboldt (1769-1859).

A ideologia Kantiana discutiu a razão do ser humano na natureza e sua evolução a partir da reflexão da existência da vida como espécie orgânica por um processo metafísico e bioquímico longe de explicação uniforme, mas plausível como um conjunto de um todo múltiplo resultante das suas interações dinâmicas nas suas variadas dimensões intra e interespecíficas: corpo, população, comunidade e sociedade. Esta reflexão deriva da corrente biológica de evolução Darwinista, como um processo que se iniciou com a teleologia da natureza, onde a noção de organismo foi fundamental para estruturar um novo modo de se conceber a natureza e o mundo.

A Naturphilosophie se destacou como uma concepção ontológica da natureza onde a idéia de continuidade e homogeneidade é fruto do passado inconsciente do eu, e o homem por sua vez, é o auge do processo de evolução da natureza. Por mais que pareça uma visão antropocêntrica, a natureza deixa de ser um mundo *sui generis*, indecifrável e intuitiva, em que as coisas conhecidas seriam apenas produto da reflexão. Ela agora tem uma gênese, uma história de sistema próprio e dos elementos que a compõe, uma totalidade. Para Sheling ela é orgânica e harmoniosa, constituindo-se em uma entidade autônoma, objetiva e real, enquanto a consciência humana é subjetiva (VITTE, 2007). Pois,

...Esta concepção acreditava que com a dedução das formas particulares, seria possível deduzir a gradação dinâmica da natureza, pois se admitia a idéia de uma história a priori da natureza, em que os momentos particulares desta não seriam constituidores de uma lógica transcendental. Haveria uma dialética entre as forças da natureza, assim como entre a forma e o conteúdo, em que a forma representaria um momento do processo natural, e a síntese sucessiva permitiria deduzir os momentos particulares da natureza (VITTE, 2007, p. 32).

A contribuição de Humboldt neste processo foi à noção de que existe um sistema da natureza e que a vida deve ser compreendida nesse sistema dinâmico. Forma-se a concepção de que é necessário ao cientista natural desenvolver uma concepção holística de ciência e de mundo natural e que os fenômenos são sempre interconectados. Esse cientista, considerado

um dos primeiros biogeógrafos, exerceu influência direta na concepção naturalista de Charles Darwin que seguindo seu método da indução e da observação da paisagem incorporou o dinamismo da natureza que está sempre sujeita à transformação. Concomitantemente, colaborou com sua formulação da teoria evolucionista das espécies, pois preconizava que a experiência estética era a responsável pela organização da matéria bruta, que se realizava em rochas, na distribuição espacial e na relação das plantas e dos animais para com as diferentes regiões do globo (VITTE, 2009).

Segundo Vitte (2007), Humboldt considerava a natureza socialmente, isto é, submetida ao processo de pensamento, e uma unidade na diversidade dos fenômenos:

... uma harmonia, combinando todas as coisas criadas, por mais diferentes em forma e atributos; um grande todo animado no sopro da vida. O resultado mais importante da pesquisa racional da natureza é, portanto, estabelecer a unidade e a harmonia dessa massa estupenda de força e matéria, determinar com justiça imparcial o que é devido às descobertas do passado e às do presente e analisar as partes individuais dos fenômenos naturais sem sucumbir sob o peso do todo (VITTE, 2007, p. 37).

O homem, nos últimos séculos, tem deixado de ser mero aspecto da biogeografia (simples unidade de um ecossistema) para se tornar cada vez mais um elemento transformador do meio físico e biológico em que vive. O modo de produção capitalista exacerbou a submissão da natureza ao homem para satisfazer as suas necessidades e ambições, construindo uma nova concepção de vida baseada em preceitos culturais e antropocêntricos de fundo religioso. Ela pregava a superioridade humana. O homem, como o centro do universo, único ser semelhante a Deus e dono dos demais, podendo usá-los como bem entender e todas as formas. Evocou-se para a ciência e religião formas de dominação étnica, sócio-econômica e cultural que ocultassem os interesses capitalistas de apropriação do meio físico e do próprio homem. “O homem apareceu como um verme num fruto, como uma traça numa pilha de lã, e deteriora seu habitat segregando teorias para justificar sua ação” (JEAN DART apud CHIAVENATO, 1989, p. 69).

No início do século XX, com o advento da industrialização e a consequente explosão demográfica no mundo, sobretudo nos centros urbanos, a pressão antrópica evidencia-se. Os problemas não se concentram apenas no meio físico e alastram-se por todo o espaço geográfico. O ar e as águas cada vez mais poluídas tornam-se uma ameaça a toda a humanidade; os solos férteis cada vez mais escassos diminuem a produção de alimentos e emergem reações em cadeia.

Segundo Drew (2005), a filosofia materialista, que rege o progresso tecnológico, prega a exploração da natureza a todo custo, para satisfazer as necessidades do homem. Esta

predisposição tem-no levado a agir de forma irracional. Em qualquer local que o homem chega introduz mudanças bruscas, que diante da sua formação psíquica recente, frente à evolução dos tempos terrestres e da própria vida, muitas vezes não adquiriu capacidade para assimilar os efeitos das suas intervenções ao meio ambiente, sobretudo a influência exercida sobre os processos biológicos.

Neste processo a natureza é assimilada pelo ser humano como o espaço onde ele habita e obtém os recursos necessários a sua sobrevivência. Nesse sentido, assume o papel de meio ambiente, ou seja, simplesmente ambiente. Para Theys (1993 apud Sanches, 2006), o ambiente na concepção da humanidade é compreendido de três formas: uma objetiva, outra subjetiva e a denominada tecnocêntrica. Na primeira, o ambiente se aproxima mais da visão natural, sendo descrito como um conjunto de objetos naturais em diferentes escalas e níveis de organização, e as relações entre eles. Na segunda, concebe o ambiente como um sistema de relações entre o homem e o meio, entre sujeitos e objetos que implicam relações conflituosas entre os mesmos, pois há regras de apropriação dos objetos do ambiente que os transformam em objetos de conflitos, e o próprio ambiente, em um campo de conflitos. Na última, não há uma definição homogênea, pois o ambiente não constitui uma totalidade. Ele varia segundo a apreensão de cada indivíduo, cada grupo social, cada sociedade que elenca, entre os elementos do meio e entre os tipos de relações aquelas que lhe importam, ou seja, depende do ponto de vista individual ou coletivo, de um sistema de valores, de crenças e de percepções.

O mundo diante esses acontecimentos torna-se cada vez mais complexo, reascendendo à discussão científica e dos paradigmas sócio-culturais, e impregnando uma verdadeira revolução no estudo dos problemas ecológicos. Para Morin e Lemaigue (2000, p. 8):

Desde o princípio que o homem se depara com a complexidade e apesar de ignorá-la, pois mesmo quando tinha interesse de revelar as leis simples que governam o universo e a matéria que ele é constituído, apresentava constituição complexa. Ela só vivia em e por uma dialógica de complementaridade e do antagonismo entre o empírico e racionalismo, imaginário e verificação. Desenvolve-se apenas em e pelo conflito de ideias e das teorias do meio de uma comunidade/sociedade.

As ciências naturais e positivistas principalmente a Física mecanicista e cartesiana, que até então, considerava-se auto-suficiente e podia explicar quase tudo, coloca-se em cheque. Os ciclos de energia, nutrientes e matéria dos ecossistemas, incluso o homem, não poderiam ser compreendidos de forma isolada e sim como uma rede de fenômenos interconectados e interdependentes. Reconhece-se o valor intrínseco de todos os seres vivos e consideram-se os seres humanos apenas como um fio particular na cadeia da vida (CAPRA, 1996).

Os estudiosos destes problemas precisam ter uma noção clara da abrangência e conotação do vocábulo “Ambiente ou meio ambiente” que assume diversos significados entre os indivíduos e sociedades, ou seja, o ambiente se constitui de elementos biofísicos e sócio-econômicos que devem ser considerados na análise dos impactos ambientais. Isto implica na compreensão do funcionamento do planeta como um todo, dos ecossistemas que o compõem e do equilíbrio das variáveis nestes inseridas. É neste sentido que decorre a importância do uso desses e de outros métodos de avaliação e análise de impactos e de riscos ambientais, contribuindo para que as ações humanas no mundo em que pertencem não sejam no futuro, tão imprevisíveis (SCHLITTLER, 2012).

Na opinião de Schlittler (2012), trata-se de uma conjectura epistemologicamente centrada na sustentabilidade ambiental, fato que prevalece em grande parte da comunidade científica acerca da problemática ambiental e dos seus impactos, reascendendo uma discussão mais aprofundada sobre a percepção cognitiva e aculturação deste processo, pois o simples ato da existência humana é por si mesmo conflituoso. O homem intensifica sua ação sobre o meio como uma faca de dois gumes, seja por subsistência ou ostentação, necessidade ou vaidade, auto-afirmação ou sociabilidade. Economicamente convém chamar como imposição da externalidade pela internalidade, gerando inevitavelmente danos e até riscos, nesta interface as relações homem-meio ambiente, ou seja, sociedade/natureza perfaz num jogo intrínseco de relações e estratégias de racionalidade ambiental, deveras, condizente com a realidade.

Suertegaray (2002, p. 112) assinala que a questão ambiental na geografia se revela pelas conexões entre a Geografia Física, a concepção de natureza e de ambiente: “... Área, categoria e conceito imbricados na dimensão ambiental”.

A Geografia, nesse sentido, não se restringe ao estudo do espaço e nem simplesmente dos lugares, mas sim da organização espacial. Segundo Christofolletti (1982b), aí se encontra a conexão desta ciência com a abordagem sistêmica, sendo utilizada como um instrumento conceitual que lhe facilita tratar dos conjuntos complexos, como os da organização espacial. “A dimensão espacial é atributo e qualitativo para caracterizar inicialmente o objeto de significância geográfica, mas não constitui por si só o objeto da Geografia” (CHRISTOFOLLETTI, 1999 p.36). O autor ainda coloca a Geografia como uma síntese integrada da organização deste espaço ou do ambiente, sendo uma das demais ciências consideradas por excelência eminentemente ambiental, pois procura discernir nas suas unidades e categorias de análise espaço-temporal, como o próprio espaço terrestre, a região, o território, o lugar e a paisagem as características físico-bióticas e sociais dos sistemas, definindo seus elementos e processos

inerentes, como fluxos de matéria e energia, assim como as interações ecológicas e culturais, convertendo-se nos denominados sistemas ambientais.

Nesta perspectiva, o ambiente é compreendido pelo viés epistemológico da significância biológica e social, focalizando o conceito e as circunstâncias que envolvem o ser vivo, sendo o ambiente definido como as condições, circunstâncias e influências sob os quais existe uma organização ou um sistema, podendo ser afetado ou descrito pelos aspectos físicos, químicos e biológicos, tanto naturais, quanto construídos pelo homem, bem como pela funcionalidade da geosfera-biosfera, focalizando a existência de unidades de organização englobando os elementos físicos (abióticos) e bióticos que compõem o meio ambiente no Globo Terrestre. Aí prevalece a relevância antropogenética, pois estas organizações espaciais constituem sempre o meio ambiente para a sobrevivência, desenvolvimento e crescimento das sociedades humanas (CHRISTOFOLETTI, 1999).

A busca desta unidade conceitual e metodológica em relação às questões ambientais, especificamente pela Geografia, perpassa pela superação da dicotomia física e humana, e o resgate da interação como espaço único e indissociável, ou seja, o ambiente em si. Neste entremeio, a perspectiva geossistêmica formulada no princípio da Teoria Geral dos Sistemas por Sotchava (1977) e mais recentemente aprimorada por Bertrand (2004), vem contribuindo substancialmente para romper com a fragmentação da análise dos elementos do meio natural e do componente humano. No Brasil, uma importante contribuição foi à obra “Análise de Sistemas em Geografia”, elaborada em 1979 por Christofoletti. Ressalta-se que este método além de concretizar a funcionalidade do conhecimento geográfico, dissemina a compreensão sobre a relação interativa e transformadora entre as forças antrópicas e naturais dos sistemas ambientais (SOUZA; CORRÊA, 2013).

Para Souza e Corrêa (2013, p. 115):

Os geossistemas apresentaram-se como uma interessante possibilidade teórica para o estudo da natureza e de seus sistemas componentes no âmbito da geografia, devido ao seu grande ativismo e logo, a natureza e seus sistemas podem ser apresentados como elementos interatuantes, mutáveis e não estáticos sendo oscilados pelas forças internas e externas. O relevo surge, portanto, como a concretização das feições que os geossistemas assumem diante do espaço geográfico, sendo um conjunto indissociável de eventos naturais e humanos sucessíveis e variáveis.

A natureza do ponto de vista da concepção geossistêmica desmistifica o mito da natureza intocada a partir da existência humana inteligível e organizacional. Ele como ser é a própria natureza em evolução. Historicamente, a natureza como visão ecológica fazendo parte de um meio ou ambiente, é fruto do aumento da ocupação e uso humano das suas matérias e energias para consumo e virtuosidade, ou seja, como recurso em si. Assim como,

paulatinamente, este processo discorre de forma comunitária e relativamente organizada, isto é, um produto da sociedade (relação sociedade-natureza). Não existe uma natureza natural ou humana, mas apenas uma natureza que a partir do surgimento do “homem” foi dialeticamente construída e transformada. Ambos são partes do sistema Terra, por sua vez parte de um sistema maior e conhecidamente infinito, o Universo, portanto, sistemas ou subsistemas mutuamente dinâmicos em interação (BERTALANFYY, 2012). Nele circulam entropicamente energia e matéria por meio de elos e processos complexos relativamente compreensíveis e outros até o momento desconhecidos e indecifráveis.

Para Grigoriev (1968), essa natureza é hoje incorporada numa visão-mundo eminentemente geográfica, denominada “Estrato Geográfico”. Neste mesmo sentido, Santos (2006), idealizou este processo como uma relação de objetos e ações sob uma “pseudo natureza tecnificada” (Grifo nosso).

A Geografia, em especial a Geografia Física, que prima pela elucidação das formas espaciais através de seus condicionantes: processo, estrutura e tempo, vêm obtendo êxito concreto na perspectiva sistêmica, que em muito se aproxima da busca dialética pela transformação constante. Portanto, como se fundamenta na obtenção de dados empíricos, coletados na natureza e interpretados por intermédio de teorias vigentes, ora para confirmá-las e ora para confrontá-las, carece de novos paradigmas interpretativos. Tais paradigmas se sustentam na análise integradora dos elementos da paisagem, sobretudo aqueles que permitem a reconstituição meticulosa dos mecanismos naturais ancestrais que engendram, ao longo do tempo, a formação dos espaços.

Esta tarefa não cabe apenas à Geografia isoladamente, logo é preciso um esforço em conjunto, multidisciplinar, inclusive com disciplinas complementares, como a geologia do Quaternário, e a paleoecologia para analisar e desvelar os processos morfodinâmicos e a distribuição espacial dos eventos naturais ao longo do tempo no sistema, como também, associar o componente antrópico, que em última instância é capaz de recondicionar todas as outras, como um mecanismo de “feedback positivo” sobre os demais componentes ou subsistemas. O componente antrópico também constitui um sistema próprio que gera processos peculiares de configuração da paisagem natural. Segundo Corrêa (Manuscrito Win2PDF online), as implicações das magnitudes dos processos passam a ser consideradas dentro da perspectiva de comparar a escala das modificações ambientais de cunho natural com aquelas atribuídas ao impacto humano. Uma tarefa, para o mesmo autor, complexa e difícil que prescindi a utilização de vários procedimentos para possibilitar a delimitação e compreensão da gênese de cada evento, selecionando-os por magnitude e elementos



desencadeadores, como as mudanças climáticas globais e locais, a produção de sedimentos em tempos históricos, a erosão dos solos, entre outras.

Drew (2005) preleciona que a sistematização do conhecimento geográfico é necessária diante da complexidade da evolução do conjunto da Terra. Contudo, ressalta as dificuldades existentes diante de alguns aspectos incondicionais da Terra, como a interdependência das partes que formam este mesmo conjunto. “A conexão é geral, de forma direta ou tênue, sendo impossível compreender qualquer aspecto isolado sem referência à sua função como parte do conjunto mundo” (DREW, 2005, p.19).

Ao recorrer às especificidades das leituras e olhares sobre o espaço natural ao longo do tempo, desde a Geografia clássica à contemporânea, se absorvem a originalidade de suas contribuições. Dentre estas tem destaque o tratamento sistêmico, como o equilíbrio dinâmico de Hack, que considera o modelado Terrestre um sistema aberto condicionado à ininterrupta suplementação de energia e matéria, como também pela constante remoção de tais fornecimentos (CHRISTOFOLETTI, 1980). Portanto, ao inserir os efeitos da ação humana na paisagem natural, e sua evolução no tempo histórico, é possível avaliar quais as categorias de alteração foram super-impostas ao sistema natural, e como essas categorias variam espacialmente em função da diversidade do uso do solo. É neste enfoque que a geografia física se constitui um importante subsídio para o entendimento da evolução geomorfológica e sua dinâmica recente, sendo de vulto interesse para a sociedade.

A abordagem sistêmica na Geografia, contudo, em particular da componente física, deve procurar desvelar a dinâmica da interação sociedade-natureza sem se desvirtuar do intuito da compreensão da totalidade do espaço Terrestre. Segundo Gregory (1992, p.238),

...o perigo de adotar abordagem sistêmica acriticamente é que se presume que seja suficiente apenas identificar as estruturas dos sistemas e delinear as inúmeras variáveis envolvidas em um sistema particular, o que então reforça a primeira lei da ecologia enunciada por Commoner (1972) em tudo está relacionado a tudo. Entretanto, Commoner também enunciou três outras leis da Ecologia: tudo deve ir para algum lugar; a natureza sabe o que é melhor; não existe almoço grátis porque alguém, em algum lugar, deve pagar a conta. Talvez a Geografia Física se tenha abertamente preocupado em se amoldar à primeira lei, em vez de ajustar-se da mesma forma em relação às outras três!

Seguindo esta concepção das questões do meio ambiente sob a visão sistêmica, a bacia hidrográfica constitui na geografia um geossistema formado pela interação dialética de todos os componentes naturais em variados graus de naturalidade, ou seja, de modificação e transformação antropogênica (DIAKONOV, 2002 apud MATEO RODRIGUES; SILVA; LEAL, 2011). Reforça ainda Mateo Rodrigues, Silva e Leal (2011) que estudar a bacia nesse

ponto de vista requer a compreensão das relações entre os diversos componentes naturais e socioeconômicos que se manifestam e nela interagem de forma complexa. Esta interação se configura na estrutura, no funcionamento, na dinâmica e na evolução, em nível espacial e territorial, bem como, determina a capacidade de exercer determinadas funções socioeconômicas, de auto-organização e de autorregulação, até certo limite ou grau, em dependência das ações que se exerçam sobre os sistemas.

A compreensão da dinâmica do ambiente nesta perspectiva se configura por uma estrutura de sistemas ambientais naturais, onde cada um de seus componentes só existe em complementação combinada com a outra, e ao mesmo tempo, cada componente pode ser entendida em sua dinâmica específica [...] toda essa dinâmica se manifesta em todas as dimensões (multidimensional) e só existem porque cada uma dessas partes depende uma das outras e das energias que atuam sobre elas [...] o processo é contínuo, mas com diferentes intensidades de fluxos energéticos e de materiais (ROSS, 2009, p.133).

Como se percebe, o movimento nestes sistemas ocorre pelas diferentes energias e matérias que se manifestam através dos fluxos de água, de ar/calor, de nutrientes minerais, de elementos químicos, de sedimentos, dos átomos, das células, entre outros. Contudo o ar e a água são os elementos fluidos que proporcionam as transferências constantes de materiais entre as partes, pois é por meio deles que as reações físicas e químicas se processam, tanto por entre componentes físicos como biológicos (vegetais, animais, micro-organismos e os humanos). “isso tudo manifesta-se concretamente no espaço geográfico total, ou seja, em um território, que não pode ser pensado só em um plano horizontal ou bidimensional da superfície da terra, mas em todas as dimensões” (ROSS, 2009, p. 134).

Portanto, para a Geografia e as demais ciências ambientais a dinâmica ambiental sob o enfoque sistêmico é uma reflexão dialética das relações sociedade-natureza onde a parte vivente e racional, o ser humano, pode interagir de forma mais responsável contribuindo ao longo da sua própria história com o aprendizado dos erros e as virtudes do passado para um modo de vida sustentado a perpetuar o ambiente e seus recursos naturais às próximas gerações.

## **2.2 Paisagem e natureza: categorias de análise geográfica**

A paisagem como categoria de análise geográfica transcende o sentido figurado e imaginário da percepção humana, não se trata como relata Tuan (1980, p.153) “...a palavra paisagem, em seu sentido original, se referia ao mundo real e não ao mundo da arte e do faz

de conta. A palavra *landschape*, originária do holandês, designava alguns lugares comuns “um conjunto de fazendas ou campos cercados, às vezes uma pequena propriedade ou uma unidade administrativa”.

Santos (2006) ao refletir sobre a paisagem na dialética sociedade-natureza, a compreende, como uma dinâmica de objetos e ações que assume forma e função a partir de estruturas e processos sócio-econômicos e culturais historicamente construídos.

Para Santos (2006, p.71):

Quando a sociedade age sobre o espaço, ela não o faz sobre os objetos como realidade física, mas como realidade social, formas-conteúdo. isto é, objetos sociais já valorizados aos quais ela (a sociedade) busca oferecer ou impor um novo valor. A ação se dá sobre objetos já agidos, isto é, portadores de ações concluídas, mas ainda presentes. Esses objetos da ação são, desse modo, dotados de uma presença humana e por ela qualificados. A dialética se dá entre ações novas e uma "velha" situação, um presente inconcluso querendo realizar-se sobre um presente perfeito. A paisagem é apenas uma parte da situação. A situação como um todo é definida pela sociedade atual, enquanto sociedade e como espaço.

A paisagem não é um elemento contemplativo e de percepção afetiva, mas um resultado da dinâmica ambiental entre os componentes naturais e humanos de um determinado espaço numa relação funcional e de entropia, ou seja, uma relação de equilíbrio ecológico, tanto biofísica como antropogênica. Trata-se de uma categoria de análise multidimensional do espaço:

As paisagens são temporais e espaciais, pois sempre resultam da observação e das ações das pessoas sobre o ambiente ao longo do tempo. Inevitavelmente, a paisagem é portadora de significados, expressando os valores, as crenças, os mitos e as utopias dos seres que a habitam, assumindo, portanto, uma dimensão cultural. Continuadamente, o tempo da natureza vai sendo modificado e se misturando ao tempo humano (CORRÊA ; ROSENDAHL,1998 apud FERREIRA, 2010 p. 189).

Portanto, resulta de uma evolução, funciona por meio de uma dinâmica muito complexa e se manifesta por meio de uma arquitetura sensorialmente perceptível. Ela é composta de objetos naturais misturados com outros resultantes do trabalho humano. Alguns processos participantes do funcionamento das paisagens podem ser medidos, monitorados matematicamente, mas outros são subjetivos e jamais serão entendidos objetivamente. Os modelos de interpretação até então propostos tentam envolver uma grande variedade de processos físico-naturais e esbarra em desafios surgidos diante das tentativas de consideração das modificações impostas em função da necessidade de subsistência humana, questões de ordem econômica, social, política, cognitiva, simbólica ou religiosa das populações (FERREIRA, 2010, p. 204).

A paisagem, segundo Mendonça (1989, p. 46) “percebida através de uma visão científica ganha nuances próprias de um método de pesquisa. Assim, o estudo da paisagem se constitui num dos mais antigos métodos de estudo do meio natural pertencentes à Geografia, à Geografia Física, portanto.”

Os conceitos que procuram decifrar o espaço geográfico, como a paisagem implica em compreendê-lo como a conjunção de diferentes categorias, quais sejam: natureza, sociedade, espaço-tempo. Tais categorias estão submetidas às mudanças históricas de mundo, inerentes ao espaço geográfico. Desta forma quando se faz a opção por algum conceito dar-se ênfase a uma específica dimensão passível de ser analisada e pormenorizando as demais (SUERTEGARAY, 2002). Neste caso, ainda descreve a autora:

O conceito de território significa análise da dimensão política; da região o econômico, ou o cultural; **da paisagem a natureza, ou a cultura**; do lugar a subjetividade humana, ou a coexistência; da rede, as conexões entre nós, pontos ou lugares de diferente natureza política, econômica, cultural, enfim, ao pensarmos ambiente, temos a análise das transfigurações da natureza e da natureza humana (SUERTEGARAY, 2002, p. 111).

Em relação à paisagem que antes era vista como uma fotografia estanque do espaço terrestre e objeto de contemplação recebem dos geógrafos uma conotação científica, sobretudo por Von Humboldt que ainda em meados de sec. XIX adota o critério fisionômico-descritivo, denominada fisionomia da pays, que a partir da cobertura vegetal delimita o aspecto da paisagem abrangendo o clima, a natureza do solo e sua influencia sobre os seres organizados. Esta por sua vez pode ser considerada a introdução da análise integrada do espaço ou ambiente de forma sistematizada, elencando a paisagem como elemento integrador (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Anos mais tarde, no início do sec. XX se estabelece por Passarge (1904) a denominada “Landschaftskunde”, ou seja, a ciência da paisagem que teve ampla repercussão na escola geográfica russa, onde o especialista em pedologia Dokoutchaev definiu e o convencionou chamar “complexo natural territorial”, uma paisagem sob a perspectiva territorial, como expressões espaciais das estruturas realizadas na natureza e pelo jogo das leis cientificamente analisáveis. Até então se pensava na coexistência de uma paisagem natural e outra cultural. Contudo, surge uma reformulação para estudar o fenômeno global da paisagem como um todo e dentre elas se destaca a elaborada por Carl Sauer (1925) no trabalho morfologia da paisagem onde esta é considerada uma unidade de análise da geografia terrestre, uma síntese do espaço ou ambiente (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Os avanços teóricos, conceituais e metodológicos já conseguidos são significativos, embora os resultados práticos ainda não sejam satisfatórios. Além da busca de soluções tecnológicas, necessário se faz refletir sobre as influências recebidas dos modos de explicar o mundo. É importante considerar as inúmeras limitações de qualquer modelo. É preciso, ainda, perseguir o entendimento das subjetividades e incorporar a essência do agir humano como parte da dinâmica da paisagem. A realidade nunca é pronta e a estrutura da paisagem nunca é imutável (FERREIRA, 2010).

Ferreira reforça, também, que as relações sociedade-natureza apesar de complexa se expressa e se configura diretamente na paisagem:

... a relação entre o homem e a natureza se dá pelo modo como a sociedade se organiza para acessar e utilizar os recursos materiais e energéticos disponibilizados nas paisagens, ou seja, a apropriação das paisagens pelo indivíduo se dá por meio da atividade socioeconômica dominante, seja ela contemplativa ou materialmente intervencionista. E isso pode ser analisado de forma relativamente objetiva (FERREIRA, 2010 p. 189).

A paisagem como categoria de análise geográfica para Araújo (2010, p. 54), “... é uma noção mais que conceito, permite ao geógrafo acessar o mundo das representações sociais e da natureza, assegurando uma ligação de conveniência com os objetos naturais na sua dimensão geossistêmica. Segue na direção de uma relação multidirecional e interativa entre o natural e o social”.

Portanto, nesse contexto, a paisagem assume um caráter polissêmico, variável entre as múltiplas abordagens geográficas adotadas e dependentes das influências culturais e discursivas entre os geógrafos. Isto repercutiu na complexidade do conceito diante das considerações diversas das correntes construídas em determinados contextos históricos e culturais (BRITO; FERREIRA, 2011).

É perceptível que a Geografia ao tratar a paisagem como um elemento integrativo impõe um tratamento holístico e multidisciplinar já que precede de uma evolução epistemológica construída por diferentes abordagens a luz da percepção cognitiva e afetiva do sujeito (pesquisador), como objeto dinâmico de ações dialeticamente construídas de seu cotidiano como ser social, produzido nas relações sociedade-natureza, e antropogênicas (homem-homem) e as conjunturas temporais e espaciais engendradas em diversas dimensões políticas, socioeconômicas, ecológicas e culturais. Trata-se de uma construção filosófica, social e cultural que foi historicamente sistematizada constituindo uma das categorias analíticas da geograficidade, ou seja, desvelando o objeto de estudo da geografia considerada um marco paradigmático para o conhecimento do mundo, da vida e em excelência do

mundo-ambiental – portanto a questão ambiental complexa, plural, una e múltipla. O espaço na Geografia é uma epiderme em constante mutação (SUERTEGARAY, 2001). A Geografia é uma ciência inacabada, com uma dinâmica que se expressa na paisagem. Sistema de objetos e ações. É morfológica e concomitantemente processual. A paisagem revela a dimensão natural, a dimensão política fruto da apropriação espacial e a dimensão cultural pela percepção intuitiva e dialeticamente construída. Ambas constituem a dimensão do ambiente, conflituosa por derivar de interesses individuais e ao mesmo tempo coletivos e identitárias.

A polissemia do conceito paisagem, segundo Castro (2013), faz dela uma categoria de análise que abarca significados objetivos e subjetivos, que ao mesmo tempo é marca e matriz, revela o real e o simbólico, configura o material e o mental, é produto do tempo e da cultura formatando o espaço, se impregna de várias representações e constitui relações de poder. Enfim, uma abrangência una e múltipla onde se enseja uma síntese eficaz das relações dialéticas entre a natureza e a sociedade que permite aos pesquisadores da Terra, sobretudo geógrafos, produzir abordagens das mais diversas e ricas.

É nessa compreensão de paisagem que a geografia e as demais ciências a que ela se associa vêm procurando estender ao conhecimento da dinâmica do meio ambiente como interação da natureza-sociedade. Dentre elas tem relevância o papel da geomorfologia que trata o relevo como uma unidade sistematicamente integrada aos demais componentes do ambiente terrestre, onde sua gênese está estruturada a partir da dimensão processual na perspectiva histórica. Procura-se articular processos e formas com auxílio da avaliação de depósitos correlativos que indicam a configuração do relevo correspondente aos eventos evolutivos a variações climáticas registradas, sobretudo no período geológico Quaternário, mais recente e contemporâneo ao surgimento das sociedades humanas no planeta (SUERTEGARAY, 2002).

O estudo da dinâmica da paisagem e sua tênue relação com a geomorfologia, ressaltada por Suertegaray (2002), requer esforços metodológicos de ordem sistêmica e integrada numa perspectiva espaço-temporal evolutiva do sistema ambiental, isto é, do meio ambiente. Neste contexto, se desenvolveu a fisiologia e a ecodinâmica da paisagem difundidas pela escola geográfica francesa, e introduzida no Brasil por geógrafos como Ab´Saber (1969) e Jean Tricart (1977).

Em particular, a fisiologia da paisagem “é uma investigação geográfica que elenca como unidade espacial de análise a paisagem, assim como, sua integração no espaço e no tempo, sem descuidar dos processos genéticos de sua elaboração”. (CONTI, 2001 p. 63). Conti (2001) elucida ainda que os estudos de fisiologia da paisagem implicam na

compreensão de situações efetivamente dinâmicas, sendo necessário considerar series de informes prolongados obtidos em todos os lapsos de tempo mais representativos, inclusive observações realizadas em momentos críticos para a atividade morfogenética.

Portanto, a gênese do relevo, ou seja, o estudo dos fatos geomorfológicos intrinsecamente conjugados na paisagem numa perspectiva histórico-processual de causa-efeito e numa dimensão antroponatural é eminentemente sistêmico.

Para Azambuja (2007, p. 28):

...ao mesmo tempo em que o estudo da fisiologia da paisagem tem sua ótica focada sobre o momento histórico atual, o mesmo não deixa de levar em consideração o registro dos mecanismos associados ao tempo geológico, responsável pela evolução do relevo expresso sobre a topografia e seus respectivos depósitos correlativos. A ocorrência de depósitos correlativos sobre a paisagem resulta de relações processuais que variam de curto a longo prazo. Porém, a apropriação do relevo pelo homem, seja como recurso ou suporte, tem determinado modificações substanciais sobre o substrato de evolução natural.

A ecodinâmica da paisagem surge a partir da formulação dos conceitos básicos da ecologia relacionados intrinsecamente aos níveis de integração geográfica do meio ambiente, considerando a unidade paisagem como o sistema dinâmico onde se processam a interação do potencial ecológico, a exploração biológica e a ação humana, e o grau de desestabilização dos ecossistemas existentes. Segundo Tricart (1977), a ecodinâmica é feita a partir da correlação de fatores primários conectados entre si, como a litologia, a declividade, o clima, a cobertura vegetal e a intervenção antrópica, além dos subseqüentes resultantes, como a hidrografia e os solos. Tais fatores, com ênfase na vegetação como o elo dos processos morfogenéticos e o fluxo de energia e matéria produzido, controlando e ao mesmo tempo sendo controlada por estes, condicionam e são condicionados pelo dinâmico balanço entre os processos morfogenéticos e pedogenéticos, responsáveis pelo remodelamento e nivelação topológica, e a gênese e formação dos solos, a carga dos ciclos de erosão e deposição que são impulsionados pelo equilibrado jogo das forças endógenas e exógenas atuantes na superfície terrestre. Este, por sua vez, pode ser atenuado pela acomodação geológico-ambiental ou perturbadas pelas próprias eventualidades naturais ou interrupções antropogênicas.

A partir destas considerações, Tricart (1977) estabelece três grandes tipos de meios morfodinâmicos, onde o balanço morfogênese/pedogênese aplica-se ao modelado na interface atmosfera-litosfera, considerando-se a cobertura vegetal e o tempo necessário para que a pedogênese possa ocorrer, produzindo meios estáveis, de transição ou intergrades e instáveis (ARRUDA, 2001).

O sistema geomorfológico, para Ross (1989), é o produto da interface dos agentes endógenos e exógenos, envolvendo e se inter-relacionando com os sistemas climáticos, biogeográficos, geológicos e antrópicos. Ross (1998, p. 295) ainda ressalta:

É impossível entender a dinâmica e a gênese do relevo sem que se conheça o clima, os solos, a litologia e seus respectivos arranjos estruturais, ou ainda a análise da fauna sem associá-la à flora que lhe dá suporte, que por sua vez, não pode ser entendida sem o conhecimento do clima, da dinâmica das águas, e dos tipos de solos e assim sucessivamente. Como também dissociá-la da antropogenização da paisagem que interfere diretamente na morfologia topográfica, principalmente com a retirada da vegetação. Enfim, configurando uma verdadeira sistematização morfodinâmica.

Portanto, a ecodinâmica avalia o grau de estabilidade ambiental compreendendo os processos degradadores dos sistemas ambientais, sobretudo dos processos morfodinâmicos, ou seja, os responsáveis pela gênese do relevo que estão interconectados com os demais elementos e fatores do ambiente, passando a comandar a divisão da paisagem em unidades homogêneas dentro de uma perspectiva conceitual sistêmica determinada pela troca de energia e matéria entre as partes envolvidas na estruturação geomorfológica da paisagem (CORRÊA, 2006).

### **2.3 A estrutura e a fisiologia da paisagem geomorfológica**

A paisagem é sempre uma herança, seja de processos fisiográficos e biológicos, seja como patrimônio histórico das civilizações humanas que se apropriaram do seu espaço como seu Território (AB' SABER, 2003). Para o mesmo autor (2003, p. 39), “Trata-se de heranças de processos de atuação antiga, remodelados e modificados por processos de atuação recente”. Neste sentido, a Geomorfologia se insere como uma das ciências mais apropriadas para o tratamento da paisagem, pois possuem em seu arcabouço teórico-metodológico concepções sistêmicas que procura desvelar a paisagem sob uma ótica integrada elegendo como suporte a gênese do relevo associado aos demais componentes do ambiente, sobretudo nos processos na sua estruturação e fisiologia ao longo do tempo (GUERRA; MARÇAL, 2009).

Neste contexto, o relevo surge como um dos elementos mais importantes para análise integrada da paisagem na perspectiva ambiental, pois por si mesmo resulta da associação dialética de diferentes componentes da natureza, constituindo um importante recurso para a delimitação das paisagens e o condicionamento das formas de uso e ocupação do solo.



Segundo Casseti (2005), esta unidade se exprime em três situações: as relações de forças contrárias, uma estrutural que constrói e outra escultural que destrói; relações morfopedológicas, ou seja, a relação entre a disposição do relevo e os solos determinada pelo balanço entre a morfogênese e a pedogênese, condicionando o processo de apropriação do relevo; relações antropomorfológicas, refere-se ao processo de apropriação de relevo em si como suporte ou como recurso condizente ao comportamento da morfologia e as condições pedológicas.

Em relação à estrutura superficial da paisagem a Geomorfologia utiliza-se de informações sistemáticas sobre os compartimentos do relevo, tendo ideias de cronogeomorfologia e os indícios para interpretação da sequência dos processos paleoclimáticos e morfoclimáticos Quaternários da Superfície Terrestre. Portanto, segundo Ab' Saber (1969b, p.20) “As observações geológicas dos depósitos e observações das feições antigas (superfícies aplainadas, relevos residuais) e recentes do relevo (formas de vertentes, pedimentos, terraços, etc) conduzem a utilização de uma plausível cinemática recente da paisagem”.

Essa estrutura corresponde aos detritos superficiais resultantes de algumas formas de transportes em condições morfogenéticas específicas. Estes, por sua vez, podem ser denominados de depósitos correlativos a ação de agentes morfogenéticos sob uma determinada condição climática, presentes em diferentes compartimentos topográficos. Penck foi um dos estudiosos do relevo Terrestre que utilizou esta terminologia para analisar a acumulação de detritos e materiais resultantes da erosão sobre um relevo, e que atestam, por suas características, a energia desse relevo, os eventos morfogenéticos e os sistemas associados que comandam sua própria evolução (ARCAMBAULT et al. 1967 apud CASSETI, 2005).

Na Fisiologia a Geomorfologia pode ser denominada como ambiental, pois procura compreender os processos morfoclimáticos e pedogênicos atuais numa perspectiva global. São várias as condições que determinam essa compreensão: Por meio de sua dinâmica climática e hidrodinâmica em sucessão habitual ou não habitual do tempo, a ocorrência de processos espasmódicos, processos biogênicos, químicos inter-relacionados e ações antrópicas degradadoras, assim como, suas sutis variações na fisiologia de uma determinada paisagem (AB'SABER, 1969b; 2005).

Sendo assim, de forma semelhante à análise regional La Blachiana, por meio da analogia ou compreensão de áreas, deve-se fazer um cortejo entre a fisiologia de uma paisagem primária e uma existente numa área similar e contígua, mas demarcada por intensas

influências antrópicas predatórias, obtendo-se o conhecimento substancial da fisiologia original ou primária de um determinado domínio paisagístico.

Cassetti (1991) ressalta que a apropriação do relevo pelo homem, seja como recurso, seja como suporte, implica em alterações substanciais de seu estado natural, sobretudo em função do desmatamento que pode anular os processos morfodinâmicos, como o caso da impermeabilização de superfícies, ou acelerá-los, produzindo modificações espacialmente intensas e rápidas.

Neste sentido, a abordagem estrutural e fisiológica da paisagem na perspectiva geomorfológica, requer um estudo detalhado com procedimentos cartográficos e de campo em amplas e diversas escalas espaço-temporais, em nível local e abrangência regional. É preciso adotar uma observação de campo rígida dos depósitos correlativos (perfis estratigráficos), na coleta e tratamento de amostras e correlações. Outra vertente a ser considerada é deter um conhecimento aprofundado dos fatores intrínsecos, como a disposição (forma) e constituição (conteúdo) da vertente ou unidade morfológica delimitada, e dos fatores extrínsecos como a forma de uso e ocupação do relevo. Enfim, para Cassetti (2005, online), essa análise exige:

Uma restrição maior quanto à dimensão espacial, havendo necessidade de se relacionar alvos no interior de cada compartimento em função do controle previsto. Dependendo da análise pretendida, o experimento pode necessitar até mesmo de observação horárias ou diárias dos processos morfodinâmicos vigentes.

Azambuja (2007) ao analisar a geomorfologia da área Urbana de Garanhuns – PE, assinala o papel dos processos morfodinâmicos e sua tênue relação com a variável antrópica na dinâmica da paisagem, enfatizando a estruturação e fisiologia do relevo como um instrumento de gestão que procure mitigar os impactos da ocupação humana de maneira racional com os processos superficiais vigentes.

Sternberg (1949) já apontava nesta perspectiva a associação dos eventos inundacionais com os fatores morfoclimáticos e antrópicos na Zona da Mata mineira situada ao longo do Vale do Paraíba ocorrido no ano de 1948. Ao relatar os impactos sócio-ambientais e as trágicas consequências para a população local, explicitou a estrutura e a fisiologia da paisagem demarcada pela exploração exacerbada das terras pelas atividades agrícolas principalmente a frente da cultura cafeeira que promoveu o intenso desmatamento do solo nas áreas de encostas e as consequentes enxurradas de detritos das águas correntes pluviais. Outro processo destacado por Sternberg foi à ocupação intensa e até inadequada das áreas de

várzeas denominadas geomorfologicamente de “planície de inundação”<sup>1</sup> que formadas pelo transbordamento das águas carregadas de sedimentos e, a intervalos maiores ou menores voltarão a ser inundadas pelas cheias é processo inteiramente normal” (STERNBERG, 1949 p. 259).

Os estudos e suas aplicações corroboram durante este período que estas concepções de paisagem pautadas na dinâmica processual da epiderme terrestre, ou seja, o relevo é imprescindível para interpretar as condições ambientais atuais e pré-existentes de uma determinada área ou região. Contudo, é preciso desvelar em detalhes a estrutura dos sistemas e ambientes em que ocorre a dinâmica evolutiva geomórfica. (ABREU, 2003; CONTI, 2001; SUERTEGARAY, 2002; CASSETI, 2005; GUERRA e MARÇAL, 2009; ROSS, 2012).

Especificamente a estrutura superficial da paisagem da área de estudo, objeto desta pesquisa, no contexto local e regional, é determinada pela morfodinâmica dos sistemas fluviais, em especial pelo rio São Francisco e seus afluentes na porção submédia que exercem influencia no trabalho geomórfico erosivo e deposicional. Neste cenário são muitos os fatores que interferem na dinâmica geomorfológica e ambiental desta paisagem insular, como o caso das ilhas do Massangano e Rodeadouro, determinando sua estruturação superficial e fisiológica. Dentre eles se destacam além do próprio regime hídrico e da drenagem, as nuances climáticas, a topografia, a litologia, os solos e a cobertura vegetal, e os agentes antrópicos, que de forma conjunta engendram os processos ao longo do tempo num ritmo habitual ou espasmódico, e mutualmente previsíveis ou eventuais.

Nesta direção, deve-se compreender a princípio, as características da geomorfologia predominante com procedimentos empíricos, como técnicas cartográficas, estratigráficas e de análise geocronológica (datação), mapeamento físico-biótico, em especial da drenagem e do relevo, do uso e ocupação das terras, avaliando o grau de antropogenização, a morfodinâmica e a condição ambiental da paisagem.

---

<sup>1</sup> Planície de Inundação – Superfície pouco elevada acima do nível das águas, sendo frequentemente inundada por ocasião das cheias. A planície de inundação é, também, chamada terraço, várzea, leito maior, etc. (GUERRA, 2011 p. 494).

### 2.3.1 A dinâmica geomorfológica como unidade de análise ambiental da paisagem

A Geomorfologia é uma ciência que historicamente vem se consolidando como um acervo teórico-metodológico de vulto interesse para a análise da dinâmica ambiental entre a sociedade e a natureza. Em particular, seu desenvolvimento na produção e organização do espaço e consequentemente em suas categorias de análise (extensão/temporal) teve reflexos marcantes na paisagem como uma unidade de integração que se aproxime da conjuntura ambiental, tanto físico-biótica como sócio-cultural. Portanto, compassadamente com a denominada ciência natural, o conhecimento geomorfológico, a partir do sec. XIX, no bojo da Revolução Industrial, e pautada em ideias positivistas seguiu um viés capitalista com a exploração da natureza para obter recursos de produção em larga escala, como o exemplo das pesquisas de prospecção mineral. Abreu (2003) destaca nesta direção a estreita relação com a Geologia e a fisiografia dos naturalistas, centradas nas descrições minuciosas da crosta terrestre. Uma de influencia Norte-Americana via fisiografia, e outra na Alemanha com uma concepção abrangente de ciências da Terra que deu margem à uma perspectiva naturalista globalizante. Em suma, enquanto a corrente anglo-americana estava mais ligada a Geologia Estrutural, e até a década de 40, à quantificação, a Alemã seguia uma tradição naturalista.

Fato marcante que antecedeu as duas correntes, foram os trabalhos de Surrell e Gilbert sobre as bases da lei da morfologia fluvial. O primeiro estabeleceu o nível de base dos rios a partir do qual opera a erosão regressiva ou montante, caracterizando os mecanismos de escoamento das águas nas vertentes que contribui para a organização das bacias de drenagem. O segundo continuou as pesquisas sobre morfologia fluvial apontando mais três regras básicas: a função modeladora da carga de drenagem; influencia da declividade; influencia da estrutura e dos divisores topográficos. (AB'SABER, 1950; CHRISTOFOLETTI, 1981; ROSS, 2012).

Anos mais tarde, baseado nas ideias de seus precursores da morfologia fluvial, Wilian Morris Davis, concebeu um modelo de interpretação do relevo baseado no pensamento evolucionista, em que denominou de Ciclo Geográfico ou Geomórfico (CHRISTOFOLETTI, 1980). Neste o relevo surge de forma estrutural e depois é paulatinamente desgastado pelos agentes erosivos, principalmente fluviais. Trata-se de uma concepção finalista, fundamentada por três aspectos: Estrutura, Processo e Tempo (ROSS, 2012). Paralelamente o geólogo alemão Valter Penck, também adotando uma concepção naturalista, desenvolveu uma reflexão semelhante à de Davis, entretanto, deu relevância a influencia da litologia, dos solos, da hidrologia e do clima no contexto

geomorfológico. Outro fato importante foi considerar o papel da erosão fluvial na mesma proporção que outros processos eventuais, como chuvas torrenciais, elencando uma iniciativa de análise integrada de alguns elementos constituintes da epiderme terrestre e assinalando a compreensão dos processos, contribuindo para o conceito de depósitos correlativos e a intermediação da Geomorfologia com a Climatologia e a Biogeografia (FLORENZANO, 2008).

Seguindo as ideias formuladas por Penck, Lester King, propõe uma teoria de formação do relevo terrestre baseada no recuo das vertentes predominante em condições climáticas tropicais, em que denominou de Pediplanação, um processo de formação de superfícies aplainadas ou extensas superfícies de erosão (CHRISTOFOLETTI, 1980; FLORENZANO, 2008). Ab' Saber relaciona que o conhecimento da natureza de uma região tropical requer mais do que simples observações das feições topográficas, as médias climáticas e a hidrografia, é preciso realizar: “uma trajetória entre o mundo físico, o mundo geocológico, e o biótico regional, culminando nas apreciações do delicado e complexo problema das ações antrópicas acumulativas que respondem pela conjuntura e dinâmica do chamado espaço total regional” (2005, p. 98).

Percebe-se, segundo Suertegaray (2002), que a geomorfologia praticada pelos anglo-americanos seguiu uma base mais dedutivista direcionada pela análise morfométrica, e nas teorias do equilíbrio dinâmico e probabilística para elucidar a gênese do relevo.

No decorrer dos anos, sobretudo nos anos 1970, ocorre uma mudança de concepção onde se atrela a visão naturalista com a preocupação ambiental. A Escola Alemã de Penck até então tímida se expandi com os trabalhos focados nos processos morfogenéticos em áreas de Geomorfologia Antropogenética, de Geocologia e Ordenação Ambiental (SUERTEGARAY, 2002). Os alemães Passarge com a elaboração do conceito de ciência da paisagem e Troll com a denominada Geoecologia, foram os principais idealizadores da proposição do estudo integrado da superfície terrestre tendo a paisagem como uma unidade de análise em dois aspectos: um horizontal voltado para a estrutura geográfico-paisagística; e o vertical centrado na ordem biológico-ecológica (TRUEBA, 2012).

Ainda, Assinala Trueba, que Troll ao definir a paisagem nesta perspectiva realiza:

“uma distinção entre o aspecto fisionômico da paisagem e o aspecto funcional, como consequência da interação dos diferentes geofatores que constituem a paisagem geográfica. Por sua essência geográfica, os componentes da paisagem pertencem a três ambientes fundamentais: o mundo abiótico, o mundo vivente e o derivado da ação do homem” (TRUEBA, 2012, p. 178).

Outra influencia marcante das contribuições destes conceitos foram, após a 2ª Guerra Mundial, os trabalhos de pesquisadores dos países do leste Europeu, principalmente Polônia e URSS que resultaram no desenvolvimento da Cartografia Geomorfológica como método fundamental para análise do relevo (FLORENZANO, 2008; CAVALCANTI, 2014;).

Abreu (2003) faz uma analogia do caráter filogênico da Geomorfologia e suas correntes, a anglo-americana e a alemã, como um descompasso significativo que resultou na primeira em uma construção de teorias e métodos de análises quantitativas como instrumento de pesquisa, e na segunda em um sistema de classificação conceitual do objeto da geomorfologia expresso em suas divisões formais, um método de pesquisa que valoriza principalmente a cartografia geomorfológica e uma disciplina que incorpora parte do conteúdo formal de seu campo em um sistema de análise ambiental voltado para o homem e que surge como instrumento de articulação com a Geografia.

O mesmo autor (op. cit., 2003) relaciona a repercussão distinta do estruturalismo e da teoria dos sistemas em ambas correntes:

Se é verdade que em ambos os casos valorizam-se contextos espaciais, do lado alemão emerge reforçado a visão integradora de ciências naturais com tônica substancial nas análises geocológicas processuais, ao passo que a perspectiva anglo-americana incorpora a mudança mais com o sentido de ruptura com as abordagens historicistas (ABREU, 2003, p. 63).

Por fim, Abreu (2003), ainda frisa que no decorrer da história, sob uma perspectiva espaço-temporal face ao objeto de estudo da geomorfologia, o próprio relevo, e diante a sua miscelânea conceitual, algumas visões exprimem um postulado de complementariedade, como o de Davis e King com a postura de Budel no sentido de geomorfologia climatogenética, já análises que correspondem a intervalos de tempo mais curtos podem ser associados, como o exemplo da teoria do equilíbrio dinâmico com as abordagens da geomorfologia climática e da fisiologia da paisagem, dando margem para adoção de técnicas quantitativas e da cartografia geomorfológica, como instrumentos privilegiados pelos diferentes autores para revelar suas posturas frente à realidade considerada.

Portanto, pode-se constatar que a continuidade filogenética da Geomorfologia, culminou, no final do Sec. XX, com o trato da questão ambiental. O acelerado processo de degradação da natureza decorrente do crescimento das derivações antrópicas, sobretudo no auge do capitalismo técnico-industrial, com implicações diretas na morfogênese do relevo nas demais condições naturais, levou a maioria dos geomorfológicos a trabalharem com a dinâmica dos processos, dos sistemas de erosão e com a dinamicidade da natureza. Este avanço incorporou à Geomorfologia várias possibilidades de estudos ambientais, pois “... ao aprender o

estudo dos processos do passado e do presente na constituição do relevo, é capaz de visualizar os ritmos de degradação (SUERTEGARAY, 2002, p. 23).

Jatobá (2014) assinala que o conhecimento geomorfológico está totalmente atrelado a questão ambiental, pois os processos geomorfológicos interferem na capacidade de uso dos recursos naturais renováveis. É o caso do grau de mecanização do terreno que ocorre de acordo com as suas condições morfológicas. O comportamento da erosão das encostas que depende diretamente da configuração das vertentes, associada a outros fatores geomórficos, incluindo a dinâmica ambiental resultante das ações antrópicas.

### 2.3.2 A dinâmica geomorfológica fluvial sobre a paisagem

A geomorfologia fluvial é entendida por Novo (2008) como a parte do conhecimento geomorfológico que procura elucidar as relações entre os processos de erosão e deposição resultantes do escoamento de água dos rios e as formas de relevo derivadas. Os rios, por sua vez, podem ser definidos como um amplo corpo de água em movimento, confinado em um canal, que representa o principal tronco do sistema de drenagem. Sua configuração é produto de vários aspectos – largura, profundidade, velocidade, descarga, resistência do fluxo e declives, que podem variar continuamente ao longo dos anos acarretando mudanças na sua própria fisionomia (CUNHA, 2008).

Nesta perspectiva, a dinâmica do escoamento se converte em um dos principais mecanismos da geomorfogênese atribuída à ação da água sobre os sedimentos do leito fluvial, no transporte dos sedimentos, nos mecanismos deposicionais e na própria morfologia do leito. A fonte deste processo é a erosão e a carga detritiva das margens e fundo do leito, e principalmente da remoção das vertentes, controlado pelos fatores hidrológicos, dentre os quais se destacam a distribuição e a quantidade da precipitação, a estrutura geológica, as condições topográficas e a cobertura vegetal. Tais fatores exercem influencia na formação do material intemperizado na bacia hidrográfica e o seu carreamento até os rios. Por fim, o ambiente de sedimentação fluvial torna-se imprescindível para esclarecer e desvelar a evolução histórica de paisagens na escala geológica. “O conhecimento minucioso das condições de produção, remoção, transporte e deposição dos sedimentos é extremamente importante, porque se refletem nas características das camadas sedimentares que funcionam como sedimentos correlativos e vestígios das condições morfoclimáticas imperantes nas áreas continentais”. (CHRISTOFOLETTI, 1981, p.19).

O mesmo autor (1980) considera que o sistema de drenagem é um sistema ou subsistema aberto, pois todos os elementos estão mutuamente ajustados de modo que eles se modificam na mesma proporção. Por exemplo, o gradiente dos canais é ajustado a quantidade de água e carga, e resistência do leito, de forma que o trabalho seja igual em todos os pontos do curso. Este ajustamento ocorre devido à capacidade de auto-regulação, e como há interdependência entre os elementos de todo o sistema, qualquer alteração que se processa em um segmento fluvial será paulatinamente estendida aos demais elementos fluviais.

Nesse sentido, Christofolletti (2004), reforça que a análise da drenagem requer um tratamento multifractal das redes que esta drenagem configura, sendo a bacia hidrográfica um sistema eminentemente geográfico em que a espacialidade superficial terrestre converte-se numa característica fundamental. Nesse sentido, “as bacias recebem energias do clima e tectônica locais, com constantes ajustes nos elementos das formas e processos associados, possuindo papel fundamental na evolução do relevo, uma vez que os cursos d’água constituem importantes modeladores da paisagem, permitindo uma visão conjunta do comportamento das condições naturais e das atividades humanas nelas desenvolvidas” (CUNHA; GUERRA, 1999 apud MATEO RODRIGUES; SILVA; LEAL, 2011, p.113).

Araújo (2010) ao conjecturar sobre metodologias de análise geoambiental em bacias hidrográficas defende que não há uma metodologia definitiva para a compreensão do seu funcionamento, sendo necessário o conhecimento simultâneo de seus sistemas componentes, ou seja, tanto aquáticos como terrestres, sobretudo seus processos biogeoquímicos e sócio-culturais, bem como a interação entre os mesmos. Exemplifica tal situação com a busca de novos indicadores ou com outra conotação para o papel da agricultura irrigada neste sistema, em que os indicadores de inovação técnica passam a ter um reflexo negativo perante o valor conservacionista do meio ambiente.

O rio e os seus processos remodeladores da paisagem sob esta perspectiva, como a erosão, o transporte e a deposição, devem contemplar aspectos inerentes à bacia hidrográfica e que interferem na sua própria gênese, como a morfologia dos canais, seu padrão e as propriedades dos depósitos sedimentares originados.

O padrão e a morfologia dos canais são classificados de acordo com vários parâmetros, dentre eles, os mais conhecidos são os parâmetros morfométricos como a sinuosidade, o grau de entrelaçamento e a relação entre largura e profundidade (Quadro 01).



**Quadro 01 – Padrão e morfologia dos canais segundo os parâmetros morfométricos**

| <b>Tipo</b>         | <b>Morfologia</b>                               | <b>Razão largura/<br/>profundidade</b> | <b>Grau de<br/>entrelaçamento</b> | <b>Sinuosidade</b> |
|---------------------|---|--|-----------------------------------|--------------------|
| <b>Retilínio</b>    | Canais simples com barras longitudinais         | < 40                                   | < 1<br>(canal único)              | Baixa (< 1,5)      |
| <b>Entrelaçado</b>  | Dois ou mais canais com barras e pequenas ilhas | Normalmente > 40;<br>comumente > 300   | > 1 (canais múltiplos)            | Baixa (< 1,5)      |
| <b>Meandrante</b>   | Canais simples                                  | < 40                                   | < 1<br>(canal único)              | Alta (> 1,5)       |
| <b>Anastomasado</b> | Dois ou mais canais com ilhas largas e estáveis | Normalmente < 10                       | > 1 (canais múltiplos)            | Alta (> 1,5)       |

Fonte: Moraes, 2002 adaptado de Rust (1978).

A retilínea corresponde a apenas um canal simples de pouca sinuosidade (< 1) e proporcional ao comprimento do canal e do vale em que se encontra. Trata-se de uma condição instável e que raramente permanece no segmento aluvial em canais com distâncias maiores que 07-10 metros de largura, proporcionando curvas sem significância mesmo em trechos mais distantes. Experimentos demonstram que estes tipos de canais se formam em gradientes muito baixos. Porém, canais naturalmente sinuosos em superfície com materiais facilmente erodíveis vem sendo artificialmente retelinizados, formando rapidamente barras alternadas e bancos erosivos subsequentes que desenvolvem padrões meandrantos.

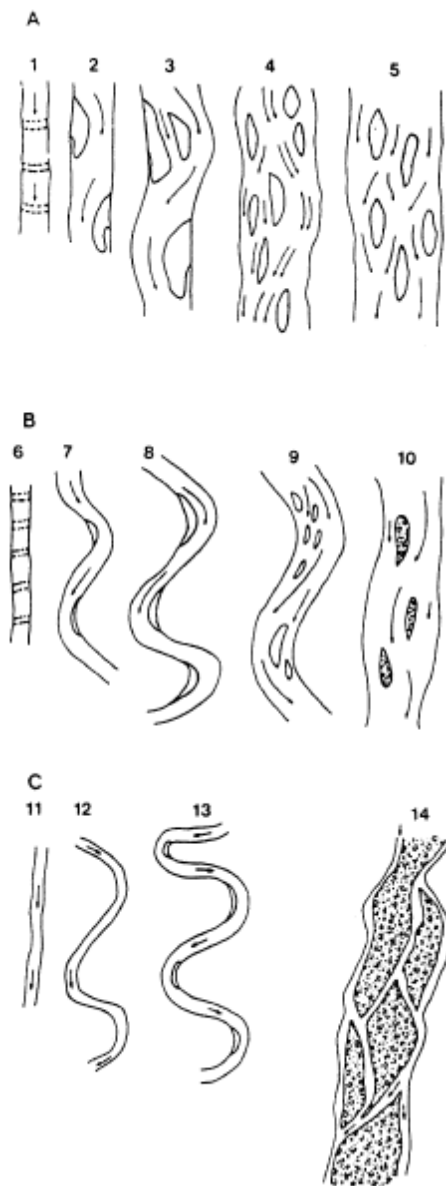
A entrelaçada é associada aos sistemas de alta energia com largas proporções largura/profundidade e deposição de fluxo aquoso e carga de fundo associado aos múltiplos canais que propiciam a formação de barras aluviais, sobretudo proximais (laterais). Estes canais se desenvolvem em ambientes com determinadas características: topografias com gradientes escarpados; bancos fracamente coesos; cargas de fundo com sedimentos grosseiros abundantes (geralmente cascalhos e areias); descarga variável; margens facilmente erodíveis e ausência ou deficiência de vegetação. Tais condições facilitam o acúmulo de material

detritico, como também afeta sua capacidade de transporte, principalmente nos períodos de baixa energia levando a formação de barras e à ramificação do fluxo.

A meandrante caracteriza-se pela presença de um canal principal com alta sinuosidade e proporção de largura/profundidade maior que 1.3, onde predomina o transporte de carga em suspensão. A migração lateral ocorre devido à deposição no banco convexo (barras de meandro) e erosão no banco côncavo. Isto procede pelo fluxo tridimensional helicoidal no canal e o gradiente topográfico extremamente baixo. Os processos deposicionais e seus consequentes depósitos neste sistema fluvial assumem características peculiares, como a presença de barras de pontal com superfícies de crescimento lateral, planícies de inundação bem desenvolvidas e a decrescência ascendente da granulometria e do porte das estruturas sedimentares.

A anastomosada forma-se pela interligação de canais múltiplos com sinuosidade média a alta, baixa energia que percorrem quase que exclusivamente áreas úmidas e alagadas, separadas por ilhas de forma alongada e densamente vegetadas. Possui uma relação de largura/profundidade baixa, mas com alta sinuosidade. O transporte de sedimentos ocorre comumente com carga em suspensão ou mista, mesmo com capacidade de carregar um grande aporte de sedimentos grossos. Sua baixa declividade, como também a sinuosidade ocasiona com certa frequência o transbordamento do canal e a deposição de siltes e argilas. Áreas alagadiças e pântanos ocupam em média 60% a 90% da área de um sistema fluvial anastomosado em terras úmidas, em contrapartida os canais, diques marginais e depósitos de rompimento de diques marginais são menos extensos.

Contudo, outros parâmetros exercem influencia nos padrões morfológicos dos rios, ou seja, no estilo de canais. Segundo Riccomini *et al.* (2008), o regime de transporte da carga sedimentar e a sua variabilidade ao longo de um leito fluvial, podem alterar o padrão dominante por completo ou desmembrá-lo em formas intermediárias (Figura 04).



**Figura 04.** Variação nos padrões de canais fluviais em função do tipo de carga sedimentar: A – rios com predomínio de carga de fundo; B – rios com predomínio de carga mista; C – rios com predomínio de carga em suspensão.

**Fonte:** Schum (1981 apud RICCOMINI; COIMBRA, 1993).

O desmembramento demonstra que os quatro tipos de padrão morfológico dos canais fluviais em função das oscilações da carga sedimentar e de sua própria capacidade de transportá-la, podem se multiplicar. Schum (1981) identifica pelo menos 14 tipos de padrão relacionados diretamente aos balanços geomórficos que possibilitam um rio com um determinado padrão se transformar em outro ou diversos padrões. Percebe-se, por exemplo, que o aumento da carga de fundo em um rio meandrante pode transformá-lo em anastomosado, do outro lado, um rio retilíneo com o aumento da carga de sedimentos em suspensão pode se transformar em entrelaçado. Assim como, pode um mesmo rio ocorrer

trechos diferentes entre si e que podem mudar com a interferência dos fatores ao longo do tempo.

Esta dinamicidade nos padrões morfológicos dos rios ocorre comumente em paisagens Tropicais, quentes e úmidas, demarcadas por precipitação anual acima de 700 mm e irregular, e a formação de bacias de grandes extensões com vazões entre 4000 a 20900 m<sup>3</sup>/s por ano. Oito dos dez maiores rio do mundo se encontram nesta região do Globo Terrestre e por conta desta dimensão possuem regimes hidrológicos diferenciados. A maioria, apesar do alto pico de descarga, apresenta variação mesmo durante a estação chuvosa e baixa vazão com a redução da precipitação. Alguns rios como o Congo e o Madalena mostram dois picos anuais, um principal e outro secundário. Esta configuração atribui padrões múltiplos e transitórios que dificultam a denominação baseada apenas nos padrões morfométricos (LATRUBESSE, STEUVAX; SINHA, 2005).

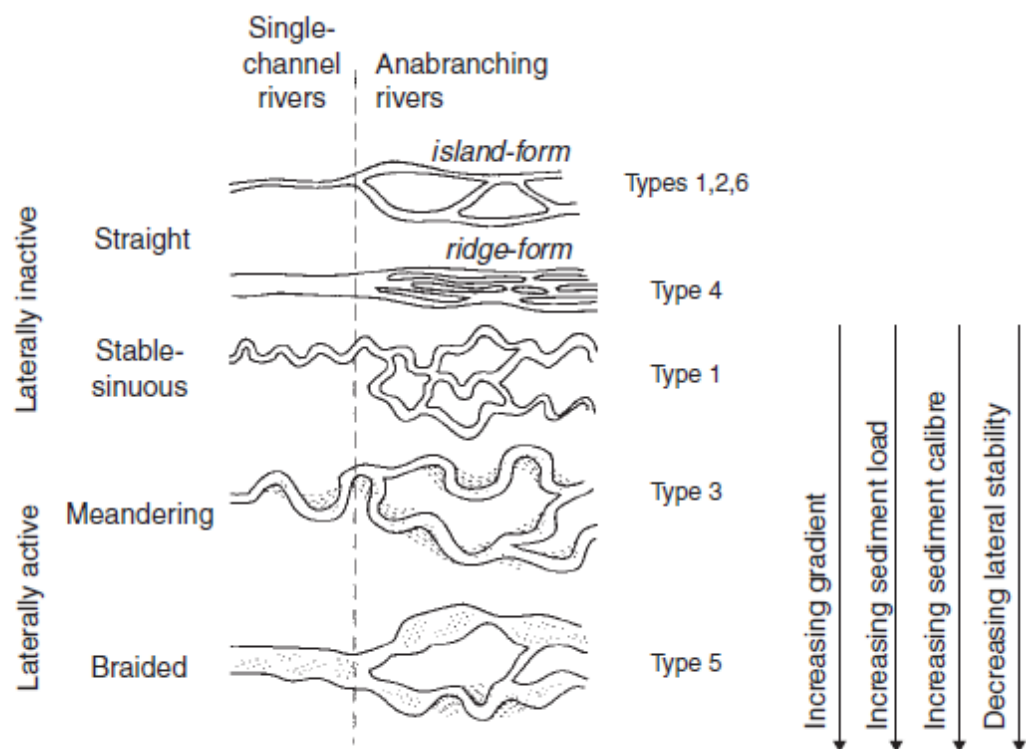
Nesta direção Leopold (1964 apud NANSON; GIBLIN, 2004a; 2004b), aplicou um sistema de classificação de canais simples e múltiplos, descontínuos, semelhante à de Schum (1981), mas baseada em processos complexos de *anabramching* (entrelaçamento) (Figura 05).

Um *anabraching* (entrelaçamento) de rio aluvial ocorre por um sistema de múltiplos canais caracterizado por vegetação ou ilhas aluviais estáveis que dividem os fluxos pela descarga de sedimentos acumulados em bancos arenosos, longitudinais ou latitudinais. As ilhas podem ser desenvolvidas a partir de deposição dentro do canal, por avulsão do canal da planície de inundação existente ou formadas por acúmulo progradacional de canais distributários em splay (fluxo de deposição sedimentar semelhante a um leque formado por uma ruptura no fluxo, seja por interrupções naturais ou artificiais, como uma fenda alongada na margem do canal, também denominada de arrombados típicos de lobos distributários, comumente associados a processos de avulsão) ou deltas (NANSON; GIBLIN, 2004a).

São vários os exemplos de rios que se enquadram neste contexto morfológico, como o exemplo dos formados em cinturões orogenéticos que desenvolvem altas cargas de sedimentos suspensos e carga de fundo bastante reduzida, configurando canais sinuosos nos grandes cursos e trechos sinuosos e retilíneos nos médios e pequenos. Rios indianos como o Yamuna e o Ganges apresentam trechos de meandros isolados entre segmentos de canais múltiplos. Rios amazônicos como o Purus e o Juruá desenvolvem meandros assimétricos e desarmônicos, que geralmente indicam uma profunda incisão originada no Holoceno. Grandes rios de áreas florestadas como o Congo na África e o Negro na Amazônia desenvolvem uma

trincada morfologia multicanal com um complexo de arquipélagos (LATRUBESSE, STEUVAX; SINHA, 2005).

A morfologia dos canais também se comporta localmente segundo fatores estruturais como a neotectônica e a topografia do embasamento. Rios de planícies com cinturões aluviais como o Paraná e o Amazonas acompanham fraturas e falhas, soerguimento e basculamento de blocos. Outros com cobertura sedimentar aluvial relativamente delgada são afetados pelo substrato rochoso, restringindo ou dividindo o canal ou a própria planície aluvial, afetando também seu perfil longitudinal. Uma formação desta natureza com canal complexo ocorre no rio Mecong, Vietnã, ramificada sobre quatro mil ilhas (LATRUBESSE, STEUVAX; SINHA, 2005).



**Figura 05.** Classificação das formas de canais fluviais, incluindo formas singulares e múltiplas. Os canais lateralmente inativos possuem formas retilíneas e sinuosas enquanto os Lateralmente ativos assumem formas meandantes e entrelaçadas. Os tipos múltiplos são descritos no texto.

**Fonte:** adaptado de Nanson e Gibling (2004<sup>a</sup>).

Segundo Souza (2011) o comportamento fluvial e de seus processos hidrodinâmicos relacionados diretamente com a dinâmica ambiental da paisagem sofrem interferências por uma série de formações denominadas de *buffers*, *barries*, *Blankets* e *boosters* que podem interromper e diminuir ou aumentar a transferência de sedimentos para o sistema fluvial. Os *buffers* rompem as ligações longitudinais ou laterais, dentre eles se destacam: formas de atuação pontuais, vales preenchidos remanescentes, saídas de cheias (*Creverse splay*); Formas

de atuação em escala de paisagem como planície de inundação contínua, leques aluviais e terraços; e finalmente formas de atuação localizadas, mas não pontuais – planície de inundação descontínua. Os *barries* rompem as ligações longitudinais a partir da alteração do nível de base e/ou características do leito do canal. Mas frequentes: soleiras rochosas; detritos de madeira; área de constrição de vale; barras arenosas/ cascalhentas; barramentos antrópicos (barragens). Os *blankets* – rompem as ligações verticais alterando a relação superfície/subsuperfície dos fluxos: são os casos de impedimentos pela litologia e morfologia dos solos, como camadas de aluvionares (sedimentos) nas planícies de inundação alterando as propriedades dos solos e hidrológicas. Os *boosters* aumentam a propagação de energia e matéria no sistema, são os casos de cheias, inundações periódicas, avulsões, megaleques aluviais, lobos distributários, entre outros (FRYIRS; BRIERLEY, 2005; 2000).

As mudanças fisiográficas nas barras e consecutivamente nas ilhas fluviais estão diretamente vinculadas à vazão e competência do rio no transporte hídrico e de sedimentos. Margens estão submetidas a processos erosivos e de deposição, e ilhas podem surgir a partir de processos de acumulação de sedimentos em trechos de baixa energia, onde a declividade é menor. Nesta perspectiva, a sinuosidade dos canais, fluxo e descarga dos rios onde ocorre transporte de material variado por suspensão, ou rolado pelo fundo, impõem uma dinâmica particular, onde a composição mineralógica é o resultado de uma mistura diversificada de material proveniente de fontes litológicas por ações de intemperismo, sobretudo químico e físico (CUNHA; GUERRA, 2002 apud RIBEIRO; SANTOS; DIAS JUNIOR, s/d).

Segundo Chistofolletti (1981, p.53) “A forma dos canais em rios aluviais é resultante da ação exercida pelo fluxo sobre os materiais rochosos componentes do leito e das margens”. Ainda, assinala o mesmo autor que:

O entalhamento e deposição são dois processos que atuam modificando a forma do canal, promovendo ajustagem entre as diversas variáveis, em curto lapso de tempo. Quando ambas ocorrem com uma certa estabilidade em um longo período, pode-se denomina-las de degradação e aggradação (1981, p. 85).

Ao longo do leito dos rios com carga sedimentar de siltes, argilas e areias, predominando areia, ou seja, sedimentos de granulometria média a maior são propícios para a formação de ilhas e barras fluviais, tipo laterais ou centrais, isoladas ou agrupadas. Segundo Chistofolletti (1980, p. 73), “a carga do leito move-se mais lentamente que o fluxo da água, porque os grãos deslocam-se de modo intermitente”, provavelmente acumulando-os e formando bancos de areia, desencadeando o assoreamento fluvial.

Nesta direção, Reforça Novo (2008) que a competência do rio é definida pela dimensão da maior fração de partícula que ele pode transportar, enquanto sua capacidade equivale à máxima quantidade de material que ele consegue arrastar ao longo do seu leito. As suas dimensões, competência e capacidade, influem nos processos de esculturação da paisagem em que o rio faz parte e contribui, sobretudo, na abrasão, na erosão e no transporte.

Os rios erodem seus canais no sentido vertical, aprofundando o talvegue, ou lateral, alargando o canal (leito). No vertical este processo ocorre pela remoção de areias e cascalhos do leito. Na lateral quando as margens do canal são removidas, seja por solapamento, seja por basal e por colapso. Trata-se da denominada ação hidráulica do fluxo de água exercendo compressão e liberação que solta e levanta as rochas. Já seus fragmentos ao movimentar-se erodem mecanicamente o leito fluvial mais adiante. É a denominada abrasão que age como uma lâmina líquida.

De forma concomitante, ocorre o transporte pelo qual são carregados os sedimentos que podem se submergir (afundar), dissolver ou acumular, dependendo de vários fatores além das propriedades do material transportado. Dentre eles se destacam o da intensidade da corrente, resultante da energia cinética (fricção, gravidade e profundidade do canal, massa de água e gradiente da superfície de água). Portanto, pode-se deduzir que o transporte e consequentemente a competência erosiva é uma razão diretamente proporcional à profundidade e velocidade do rio, considerando principalmente a topografia/declividade, a litologia e a propriedades do solo, o clima, a vegetação e a derivação antrópica em uma bacia (RICCOMINI et al., 2008; NOVO, 2008; CHRISTOPHERSON, 2012).

Ainda, segundo esses autores são quatros os processos que transportam materiais erodidos no sistema fluvial: solução, suspensão, saltação e tração. Tais processos constituem a consistência e o tipo de carga transportada pelo rio: na solução ocorre a carga dissolvida principalmente por ação do intemperismo químico nos minerais de calcário ou dolomita, e nos de sais solúveis; na suspensão se consiste por partículas afaníticas e clásticas (pedaços de rocha), constituindo-se basicamente de sedimentos mais finos, sobretudo siltes e argilas, e em menor proporção de areias. Na saltação e tração movimenta a carga de fundo formada por materiais mais grossos que são arrastados, rolados ou empurrados ao longo de um leito fluvial. Trata-se de seixos, areias, cascalhos, caos de blocos e até pedaços de argilas mais compactas.

Nestes processos as cargas de fundo, mista ou suspensa, quando excedem a capacidade de uma corrente, ocorrem a natural acumulação dos sedimentos, ou seja, a aggradação sendo o canal formado por deposição e não erosão. Esse acúmulo tende a ser maior nas partes de

menor gradiente do canal, também denominada de declividade do perfil longitudinal (RICCOMINI et al, 2008; NOVO, 2008; CHRISTOPHERSON, 2012).

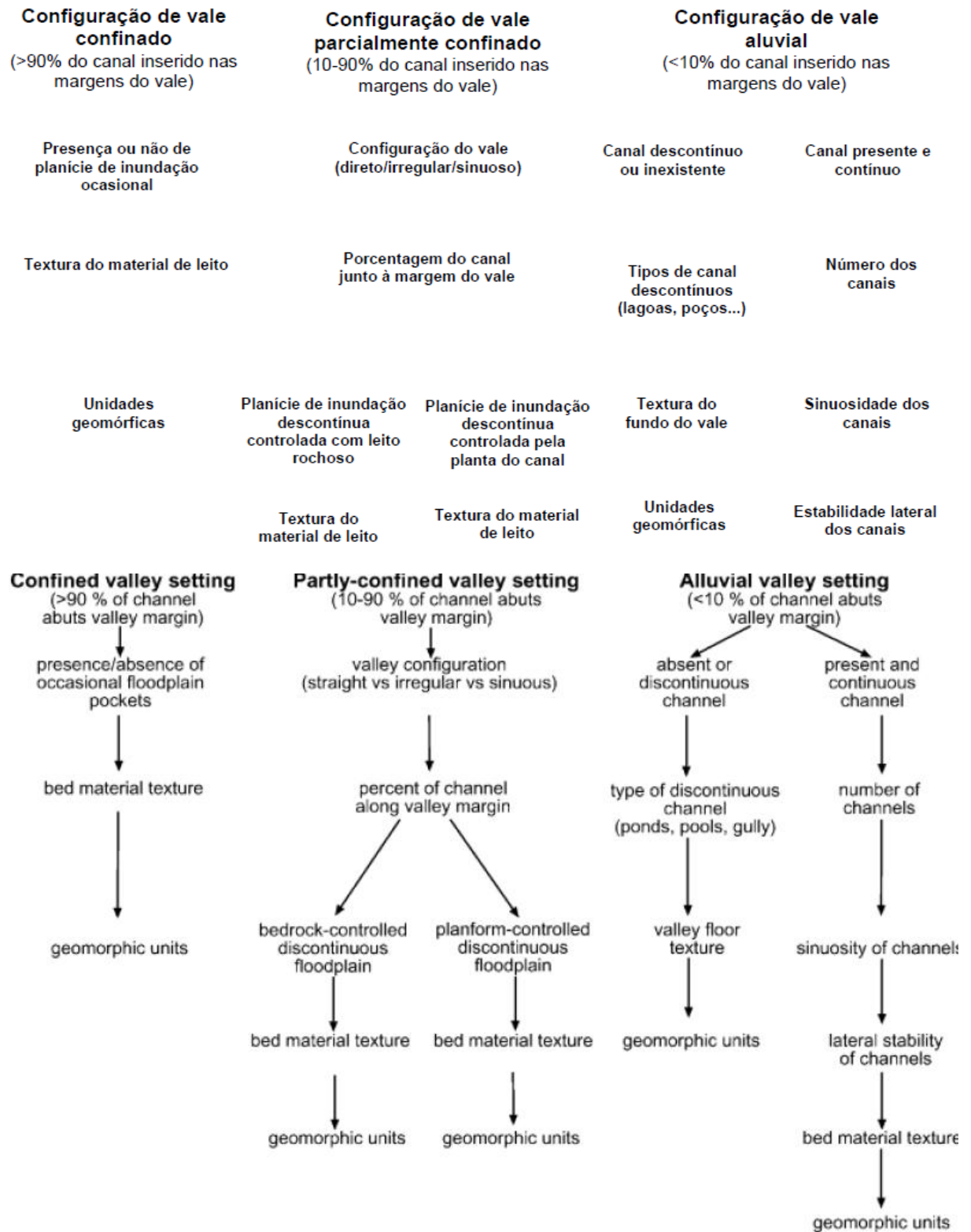
Quando ocorre uma mudança brusca no perfil longitudinal surgem os chamados *Nickpoints* (ponto de interrupção) seja por quebra e conversão de energia da corrente suavizando o gradiente. Assim como, ocorre por grau de dureza das rochas, proporcionando maior resistência que pode estar associado a soerguimento tectônico ao longo de falhas geológicas, ou também por um bloqueio temporário ocasionado por deslizamentos de terra e consecutivamente assoreamento do leito do rio (CHRISTOPHERSON, 2012).

Outra variável importante para a compreensão geomorfológica dos sistemas fluviais e suas paisagens, são os estilos fluviais, que consiste na morfologia dos canais em uma determinada bacia hidrográfica a partir da análise de três aspectos: planta do canal, unidades geomórficas da bacia e textura do leito (FRIYRS; BRIERLEY, 2005; 2000).

Segundo Souza (2011p. 96) esta proposição “registra o caráter e o comportamento de um rio, oferecendo uma avaliação geomórfica dos seus padrões espaço-temporais, a partir de uma análise focada na bacia de drenagem hidrográfica”. Nesta perspectiva os estilos fluviais podem ser identificados de acordo com as características de três tipologias de vales: vale confinado sem a presença de planícies de inundação; vale semi-confinado ou parcialmente confinado, com a presença de planícies de inundação descontínuas; e não confinado ou vale aluvial com a presença de planícies de inundação contínuas (Figura 06).

A aplicação deste método foi realizada na bacia do riacho Mulungu, situada na região do Submédio São Francisco, elaborando mapeamentos do estilo fluvial a partir da confrontação do mapeamento geomorfológico de detalhes, tendo como foco “a morfologia, resultante ou não de processos fluviais, e tipos de material encontrados no canal fluvial e em áreas adjacentes, como também formas e materiais antropogênicos” (SOUZA; CORRÊA, 2012, p.154).





**Figura 06.** Classificação de Estilos Fluviais.

**Fonte:** Fryirs e Brieley (2005 apud SOUZA, 2011).

Classificação semelhante foi adotada por Silva (2012), em estudo sobre a geodiversidade da bacia hidrográfica do rio Xingu, na Amazônia brasileira, utilizando-se das variáveis geomorfológicas fluviais, como os padrões de canais e outros parâmetros morfológicos, para compreender a dinâmica hidro-morfodinâmica no sistema hidrográfico e do ambiente como um todo em que faz parte, assim como seu papel na avaliação do potencial dos índices geodiversos da paisagem e como instrumento de planejamento e conservação ambiental. Neste sentido, a autora identificou através de dados morfométricos, morfológicos, hidrológicos e hidrodinâmicos, 23 áreas com padrões de canais fluviais diferentes na bacia do rio Xingu que possibilitou a inserção do parâmetro “mudanças de padrão de canais fluviais” na metodologia de mapeamento dos índices de geodiversidade desta bacia como em outras semelhantes da Amazonia.

Os depósitos de acumulação fluvial, denominados de depósitos aluviais, segundo Harvey (2004), são criados quando canais escarpados de alta intensidade entram numa zona de brusca redução de drenagem. Estes depósitos ocorrem em escalas espaciais que variam de centenas de metros a centenas de quilômetros. Assumem formas de cone com declives suaves se irradiando para fora até atingir seu ápice, localizado no ponto em que o fornecimento da deposição entra no canal, ou seja, o nível de base local. Estas, por sua vez, podem ser modificadas pelo confinamento de depósitos vizinhos ou vales entrincheirados. Além disto, o entulhamento nas áreas de ápice de deposição podem causar transbordamento a montante do canal. Ainda, assinala Harvey (2004, p. 15) que “os depósitos têm características subaéreas, mas quando se estendem dentro da água, são denominados de Deltas”.

Os sedimentos fluviais em ambientes aluviais são comumente classificados como pedregulhos moderadamente arredondados (seixos), estratificados ou lentificados (cristalizados) nos canais ou em lençóis de escoamentos concentrados. Características deposicionais podem incluir uma variedade de formas de canais ou barras arenosas e rasas e de topografia suave-plana (HARVEY, 2004).

A dinamicidade destas formações, como as barras fluviais, estão diretamente atreladas ao comportamento dos demais componentes internos e externos do contexto hidrográfico-ambiental que faz parte. Dentre eles, segundo Novo (2008), destacam-se as características hidrodinâmicas de fluxo, velocidade de escoamento, capacidade de carga transportada e gradiente do canal como determinantes para a consolidação destas formas deposicionais.

Outro fator preponderante é a variação no regime climático, sobretudo precipitacional e em consequência para a vazão hídrica do sistema fluvial. Caso importante, ocorre nas bacias hidrográficas do Subcontinente Indiano, dominadas pelas monções de verão do Sudeste

Asiático, que são responsáveis por cerca de 80% a 90% da precipitação anual e a sua oscilação interfere diretamente no comportamento dos padrões de drenagem e na morfologia dos canais. Alterações sazonais destes sistemas, associado às interferências antrópicas vem ocasionando mudanças nas condições do regime de corrente hídrica, na carga sedimentar e seu comportamento, demonstrando a importância de monitorar, avaliar e compreender o ajustamento natural de canais em diferentes escalas temporais. Portanto, pode-se constatar que a maioria das pesquisas sobre o ajustamento fluvial as mudanças ambientais em escalas temporais históricas estão relacionadas a pequenos eventos torrenciais (enxurradas), e em menor alcance nos amplos sistemas fluviais quando não afetados por impactos humanos. (THOMS, 2003; KALE, 2005; ELORZA, 2005; HUDSON et al., 2008; SOUZA; CORRÊA, 2012).

A dinâmica da paisagem compreendida como um sistema com interações entre as condições naturais e humanas a partir dos processos geomorfológicos fluviais, principalmente pelas funções do regime hidrológico determinados pela variabilidade do clima, a topografia, o estado do solo e da cobertura vegetal, e o grau de antropogenização das terras, é um método consistente de avaliação dos impactos antrópicos e suas conseqüências ambientais (RODRIGUES, 2010).

A associação dos elementos de uma rede fluvial, como a altimetria e os controles estruturais, que originam importantes níveis de base regionais e locais, permitem um desenvolvimento de um perfil longitudinal específico, dinâmico e em constante busca de um equilibrado balanço entre descarga líquida, erosão, transporte e deposição de sedimentos. Deste modo, a ocupação e atividades humanas desordenadas em um trecho do rio podem acarretar na ruptura deste equilíbrio e na intensificação da erosão nas margens com conseqüente alteração na topografia do fundo do leito (CUNHA, 2008).

Especificamente, na bacia do São Francisco, trabalhos sobre a dinâmica de seu sistema fluvial constataram alterações decorrentes dos processos erosivos e o conseqüente colmatagem de seu leito. Holanda et al. (2007), a partir de análise multitemporal e a caracterização geotécnica de trechos do Baixo São Francisco, relatam que apesar da variação temporal e espacial do volume de material erodido e do próprio processo erosivo, percebe-se um descontrole associado às atividades agrícolas irrigadas e intervenções hidráulicas no fluxo e regime de carga do rio, como o exemplo das barragens construídas a sua montante.

### 2.3.3 Evolução da paisagem geomorfológica fluvial do Semiárido, Nordeste do Brasil

#### 2.3.3.1 *O contexto geomorfológico superficial da paisagem semiárida*

A paisagem geomorfológica do semiárido brasileiro é demarcada pela morfogênese climática com ênfase na erosão promovida pelo escoamento d'água das enxurradas durante os períodos de chuvas fortes e concentradas, remodelando extensas superfícies aplainadas a partir da coalescência e justaposição de pedimentos, ou seja, o pediplano (AB'SABER, 1969a).

Este processo é conhecido como pediplanação e ocorreu na Morfoestrutura Depressão Sertaneja ou do São Francisco em clima árido quente ou semiárido, mais seco do que o atual, formando pedimentos e pediplanos a partir da coalescência destes pedimentos em extensas superfícies planas e inclinadas (KING, 1956). Para Christofolletti (1980, p.168) “surge como a superfície aplainada sob condições de clima seco, através da regressão paralela das vertentes”.

Segundo Guerra (2011), trata-se de uma erosão areolar por escoamentos de água em lençol típicos de clima semiárido com chuvas concentradas e torrenciais nas vertentes das elevações em direção às partes baixas formando grandes leques nos sopés (*glacis d'érosion*) e áreas de acumulação nas partes baixas formando planícies de aluviões (*glacis de sédimentation*).

Ab'Saber (1956; 1957), sustenta que esta pediplanação no semiárido brasileiro sob condições climáticas severas, acentuou-se no final do terciário (pós-cretáceo) e durante o quaternário (até o Pleistoceno Superior ou Tardio), intensificando o ciclo denudacional e pedogenético com a remobilização do capeamento rochoso das estruturas litológicas arqueanas e proterozóicas sobrejacentes.

Contudo, mais recente, Maia; Bezerra e Sales (2010), baseado em análises comparativas das concepções sobre a evolução geomorfológica do Nordeste, defendem que os modelos clássicos, como os de pedimentação, não são suficientes para compreendê-la totalmente. Ressaltam, também, que as superfícies de aplainamento nordestinas com suas dimensões continentais possuem origem poligênica haja a vista a dinâmica e variedade espaço-temporal dos seus fatores modeladores.

Neste sentido, Correia (2001; 2003), disserta que o postulado da Etchplanação encabeçado por Wayland em 1933 e posteriormente por vários autores como Budel (1957), Twidale (1982), Thomas (1994) e Goudie (2004) refutam a generalização da pedimentação para elucidar toda a gênese das paisagens tropicais semiáridas.

Wayland (apud THOMAS, 1994) define a etchplanação como o processo de aplainamento de uma superfície em sentido vertical pelo desgaste do regolito por intemperismo químico e sua posterior remoção pelos agentes denudacionais durante a elevação da plataforma, podendo este ser lento ou descontínuo. Correia (2003) reforça esta discussão com as hipóteses sobre a elaboração dos relevos residuais (inselberges) na denominada Superfície Sertaneja (Pd1) que seria resultante da exumação da antiga Superfície Gondwana (jurássica), onde ao passar por uma estabilidade tectônica, permitindo o desenvolvimento de um regolito profundo, foi removido durante as fases de arqueamento que se seguiram à reativação wealdeniana. Esta remoção, conclui Correia, pode ter ocorrido por etchplanação, ou seja, remoção repetida do manto de intemperismo.

Para Goudie (2004) a Etchplanação é o processo de formação de uma vasta superfície de erosão, comumente, demarcada por inselberges, uma feição peculiar em áreas de escudos cristalinos na zona Tropical. Budel (1957), ao se contrapor o modelo de aplainamento de Penck (1924) e Lester king (1962) pelo recuo dos escarpamento (*back-wearing*) defende o rebaixamento das vertentes e superfícies (*down-wearing*) a cargo de um processo duplo de erosão controlado pelo nível de base fluvial que simultaneamente resulta em duas superfícies de aplanamento (*doppelten einebnungsfläichen – superfície-dupla de aplainamento*). Neste a erosão progride tanto pelo ataque da rocha sã ao nível de um *front* de meteorização quanto pela remoção do material alterado pelo escoamento superficial, isto o processo de *etchplanação*. Budel (1982) assinala que se trata de um processo mais comum em zonas com climas tropicais sazonais e com tectônica estável e inativa. Na superfície basal a decomposição química age sem cessar durante todo ano, mesmo com menor intensidade na estação seca, já na parte superior do solo a erosão age somente durante a estação chuvosa removendo materiais finos com um fluxo laminar bastante efetivo.

Portanto para Peulvast e Sales (2002), a configuração dos pediplanos nas zonas tropicais semiáridas e áridas, como o Pediplano Sertanejo, se deve em maior proporção aos processos de pedimentação ou pediplanação, contudo eventos zonais e azonais são relevantes na elaboração de aplainamentos parciais como os *strandflats* (estirâncios rochosos aplainados de altas latitudes) e no aperfeiçoamento de aplainamentos extensos. Isto reforça a hipótese da etchplanação, ou seja, o rebaixamento das superfícies ter contribuído diretamente para a regração junto com evoluções acíclicas nos domínios de plataformas, pelos indícios das oscilações moderadas do nível de base, sobretudo durante fases de aperfeiçoamento ou de manutenção dos aplainamentos realizados ou esboçados durante as fases tectônicas ou ao final delas.

A teoria da etchplanação que sumariamente está baseada na ação geoquímica sobre o relevo deve contemplar um arcabouço teórico mais amplo, ou seja, a noção da geomorfologia climatogenética e pela evolução do relevo a partir da poligenia, em que o relevo resulta de um ciclo de etchplanação-pediplanação (VITTE, 2005). O autor ainda destaca dificuldades para a aplicação desta teoria, como a falta de uma base escalar fixa espacial, propondo a bacia de drenagem devido à ação da geomorfogênese do canal e a dinâmica do sistema fluvial no processo de aplainamento geoquímico do relevo, condicionando o tempo de estocagem e a velocidade do fluxo da água no aquífero. Outro ponto é a inclusão do solo na concepção dos etchplanos a partir da noção de cobertura pedológica e de sistemas de transformação, possibilitando uma maior integração entre o relevo e o solo.

Este dinamismo do sistema e a geomorfogênese dos rios na superfície semiárida está condicionado à sua intermitência e o escoamento incipiente que favorece a denudação e remoção do manto de intemperismo com solos rasos e imaturos por interrupções pedogenéticas. Em consequência os agentes de transporte e acumulação de sedimentos não são propícios para a formação de unidades geomorfológicas agradacionais e nem depósitos aluvionares com grãos finos a médios, sendo a maioria deles grossos confinados em leito rochoso. As exceções se voltam para as calhas fluviais naturalmente perenes ou de forma artificial por barramentos ou canais de transposição d'água, destacando-se os rios São Francisco e o Parnaíba.

Por exemplo, em regiões semiáridas, o nível freático comumente é mais profundo, mas pode ser alcançado pelas forças das chuvas torrenciais. Aliado, soma-se a interferência da alta permeabilidade dos sedimentos arenosos e conglomeráticos, que reduz o escoamento superficial devido a maior infiltração e percolação da água. Desta forma os rios perdem rapidamente a energia de transporte, predominando a deposição de sedimentos na porção proximais (junto às cabeceiras) e formação de crostas duras, sobretudo calcretes, em posições distais ou marginais (diques e barras laterais) e consequentemente alteram a morfologia de canais para o anastomasamento ou entrelaçamento (RICCOMINI; COIMBRA, 1993).

Neste sentido, Lima, Cunha e Perez-filho (2016), apontam a recorrência de eventos pluviométricos de grande magnitude como o principal agente para remoção e transporte de sedimentos por meio do escoamento fluvial em torrente e as cheias decorrentes do mesmo, e em sequencia a elaboração das formas deposicionais. Ocorre que o fluxo descontínuo e irregular contribui para o baixo potencial de remoção dos sedimentos para fora do sistema e para baixa competência de dissecação do relevo. Portanto pode-se inferir que a rede de drenagem tem um papel determinante no processo de evolução da superfície de aplainamento,

na medida em que a drenagem favorece a ocorrência de diferentes graus de dissecação dos níveis de aplainamento (conservados e dissecados).

Segundo Souza (2011, p.55),

Os processos em ambientes semi-áridos, e em ambientes sub-úmidos, apresentam características processuais diferenciadas em relação aos ambientes úmidos. Essa diferenciação é resultado da diferença dos inputs de energia no sistema, em específico da precipitação. Por conseguinte a diferenciação processual vai resultar em uma diferenciação das formas e estrutura no sistema. ... Nas terras secas o escoamento superficial representa a contribuição de massa e energia para a rede de drenagem e estímulo para processos fluviais, como também o trabalho geomorfológico exercido pelo escoamento está relacionado aos processos fluviais pelo fornecimento de sedimentos.

Souza (op. cit) ainda destaca a vegetação como um dos fatores que mais interferem no comportamento do escoamento superficial e consequentemente o fator mais sensível e passível de sofrer modificações, naturais e principalmente antrópicas. Por conseguinte, alterações na distribuição e nos padrões da vegetação podem ser consideradas variáveis modificantes para o escoamento superficial, sobretudo em uma análise na perspectiva histórico-temporal.

A cobertura vegetal no sistema fluvial semiárido se destaca, pois funciona como um elo de transmissão de energia e matéria, e dependendo de seu estado pode se converter em um fator de sensibilidade na paisagem (BARROS; SOUZA; CORRÊA, 2010). A vegetação naturalmente aberta espaçada, predominando a caatinga arbustiva e decídua facilita o escoamento das chuvas e a erosão, promovendo um forte carreamento de sedimentos das encostas e pedimentos em direção aos cursos de água, e em consequência o assoreamento rápido do seu leito e de reservatórios. Este problema se agrava bastante com o desmatamento nas margens dos rios e demais corpos d'água, e associado a intervenções no fluxo e vazão do rio pelo barramento de suas águas, com barragens ou estradas que comprometem todo equilíbrio do sistema, com maior escassez hídrica durante estiagens prolongadas e inundações em eventos de chuvas torrenciais, além de intensificar os processos de erosão linear.

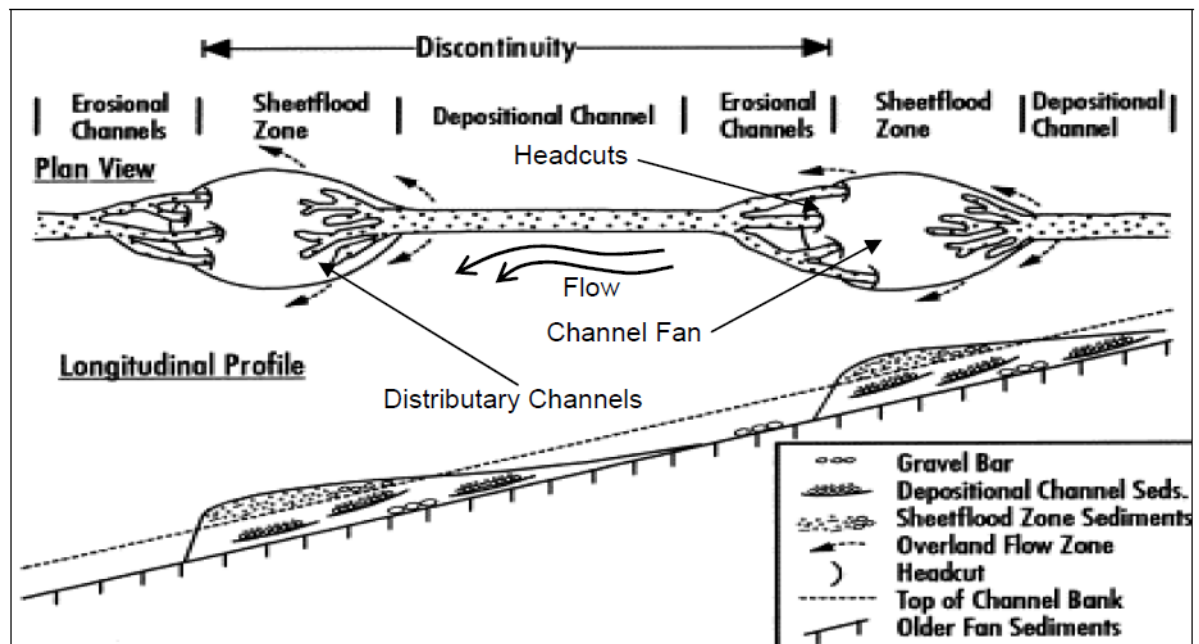
Mabessone et al. (1981 apud Mutzenberg, 2010), também relaciona as principais características de ambientes de deposição fluvial na região semiárida do Nordeste brasileiro, destacando a drenagem efêmera e sua rápida conversão de escoamentos superficiais em torrentes durante tempestades eventuais nos solos ressecados por um longo período de estiagem. Neste processo o transporte de sedimentos, sobretudo mais grossos como a areia fica retido em pequenas depressões topográficas até que outras torrentes possam removê-las e armazená-las. Já os mais finos, como silte e argila, são transportados para fora do sistema de

drenagem. Portanto a maior parte dos sedimentos locais se restringe nas camadas horizontais de areia dos leitos dos cursos temporários.

Outra característica importante de um sistema de drenagem em ambientes secos é a morfologia descontínua dos canais que o compõem (Figura 07). Segundo Vyverberg (2010), os Fluxos descontínuos formam um padrão distinto caracterizado pela alternância de segmentos de canal de erosão e deposição, nas áreas de inundação, que não têm uma forma definida. Esta sequência é repetida para jusante do vale em intervalos que refletem o tamanho do fluxo e a vazão, e pode variar em comprimento de metros para quilômetros.

Os processos fluviais ativos ao longo do canal mudam de agradação para degradação. Um único canal transmite fluxo para o ponto ápice de uma cabeceira de canal agradacional, e os sedimentos são depositados pelo escoamento da água para o seu leito. O canal tem ramificação única e transita em uma rede distributária de canais, que se perdem por confinamento e se dissolvem em áreas de fluxo de inundação que então drenam para as cabeças concentrando novamente o fluxo em um único canal. A sequência completa dos alcances entre as cabeceiras é denominada como uma descontinuidade. Enquanto um sistema descontínuo de rios secos como um todo pode ser considerado em equilíbrio se a área canalizada relativa à área de inundação permanecer constante ao longo do tempo, um único ponto ao longo do sistema nunca atingirá um estado de equilíbrio. A morfologia do canal está sempre em transformação, mesmo se as outras cabeceiras de drenagem tributária e as zonas de inundação estiverem migrando para sua cabeceira na mesma proporção, ou seja, em equilíbrio. No sistema descontínuo de rios secos, mudanças dramáticas na morfologia do canal são espacialmente abundantes e frequentes (VYVERBERG, 2010).





**Figura 07.** Visão esquemática plana e perfil longitudinal de rios efêmeros descontínuos. Gravel Bar – Barra longitudinal de blocos rochosos e cascalhos; Deposition Channel Seds. Deposição sedimentar em canal; Sheetflood Zone Sediments – Sedimentos em zona de inundação; Zona de escoamento superficial tipo hotoniano – excede a capacidade de infiltração; Headcut – cabeceira de voçoroca; Top of channel Bank – Topo/limite dos bancos de canais; Older Fan Sediments – Sedimentos de leques antigos.

**Fonte:** Gráfico adaptado de Field e Lichvar (2007).

Elorza (2005) enfatiza que a dinâmica dos sistemas fluviais e o ciclo geomórfico em regiões semi-áridas tem total relação com as condições climáticas, a topografia e a cobertura vegetal. A redução de precipitação é proporcional ao aumento da temperatura e a escassez da cobertura vegetal, pois quanto maior a temperatura e exposição do solo sem vegetação, maior a evaporação e a concentração de chuvas em um menor intervalo de tempo, que associada a menor declividade e a suavidade do terreno, reduzem o confinamento do fluxo e a permanência do escoamento. A erosão, transporte e acúmulo de sedimentos também sofre interferência deste processo, sobretudo na produção de sedimentos e na morfologia da bacia de drenagem. Quanto maior for a média da temperatura anual menor é o total da precipitação, mas maior será o volume de precipitação e a concentração de chuvas, e em consequência também a concentração de sedimentos. Desta forma, nas regiões quentes e secas, mais sedimentos são movimentados por unidade de água, pois o escoamento é bastante difuso e temporário, porém o total de sedimentos transportados por unidade de tempo é menor. Já a cobertura vegetal exerce um papel direto em relação à precipitação, pois seu crescimento é maior com o aumento da mesma e em consequência reduz de forma considerável a erosão. Knox (1984 apud Elorza, 2005) estabeleceu como necessário manter aproximadamente 70%

da cobertura vegetal de uma área (correspondendo a uma média de precipitação anual entre 400-500 mm) para a prevenção da erosão grave. Abaixo disto, a vulnerabilidade da maioria dos solos cresce rapidamente.

Contudo, durante o período de cheias, o transporte de sedimentos é descontínuo e a morfologia dos canais se modifica rapidamente de meandrante para o tipo entrelaçado. Outra variável na morfologia é o alargamento das margens e o assoreamento do leito principal do canal, que podem se intensificar com a ocorrência de flutuações climáticas, atividades agrícolas e a retirada da vegetação natural. Exemplos surpreendentes são registrados em vários rios de regiões áridas e semiáridas de todo mundo, como o interior do Nordeste do México, que baseado em análises e datações de cortes e episódios de cheias em depósitos de vale de inundação, demonstrou evidências pedogenéticas e sedimentológicas contundentes que a erosão do solo e a alteração da planície de inundação no Norte-Central do México uma história ambiental da alternância de ciclos chuvosos, tanto sob condições climáticas úmidas ou secas ou ainda por perturbações humanas. Além disto, o desequilíbrio é o status dominante, e a ocupação espanhola não foi responsável pelas voçorocas (*badlands*) que atualmente caracterizam partes da região.

A alteração na morfologia dos canais, por conseguinte a intervenções antrópicas em rios de ambiência semiárida, é muito comum diante a escassez hídrica ao longo da área em que o seu escoamento percorre. A maioria destas intervenções ocorre nos trechos médios próximos das cabeceiras acumuladoras de água ou então a jusante em anfiteatros de acumulação formados por extensos depósitos aluviais areno-argilosos que infiltram e armazenam água com facilidade no subsolo. São construídos barramentos ou expandidos barramentos naturais, como pontos de interrupção por afloramentos rochosos ou Bancos de sedimentos consolidados no leito do rio, como grandes barragens, canalizações e escavações para aprofundar o leito ou alargar as margens, no intuito de regular a vazão de água diante as oscilações de seu regime hidrológico (cheia/seca).

Drew (2005) sintetiza em quatro as principais funções destas intervenções: regularização da descarga; armazenagem de água; aumento do fluxo total; extração de água ou alteração de canal dos rios. Segundo o mesmo autor todas elas transtorna o equilíbrio natural do rio, e em consequência sua morfologia. Um dos processos mais afetados é o ciclo erosão/deposição que tanto muda de localização como de intensidade, e vão além do trecho em que ocorre a alteração, propagando-se para outras partes. No caso um aprofundamento do leito de um rio pode afetar o seu comportamento por quilômetros de distância, seja a montante ou a jusante. Ao exemplo do rio Willlow, situado no Estado de Iowa, EUA, afluente do

Missouri que após ter seu tronco principal regularizado por um canal retificado com 06 metros e aumentar seu gradiente médio para 01 metro por 660 metros, reduzindo sua meandrância nos canais de 20 a 30 metros de largura. Isto aumentou a velocidade do caudal, abrindo uma ruptura de declive (*Knickpoint*) com 03 metros, que recuou para montante através dos canais da cabeceira, e conseqüentemente acabou eliminando os efeitos do nivelamento e provocando alargamento e aprofundamento dos canais. Portanto, promoveu o rejuvenescimento do sistema hidrográfico com impactos positivos como os anteriormente mencionados, e negativos como erosão e desmoronamento das margens e aumento da sedimentação no rio, e em consequência voçorocas e a degradação da terra, assim como o entrincheiramento do rio a um nível mais baixo, afetou o nível de lençol freático do subsolo e a capacidade de armazenagem subterrânea.

Segundo Sousa e Almeida (2015), as características do fluxo e carga sedimentar dos canais nas terras secas, em conjunto com o substrato geológico e a vegetação do vale fluvial controlam as formas desenvolvidas nos canais e adjacências, formando um complexo de formas peculiares, não exclusivas das terras secas. O fluxo superficial hortoniano impõe a drenagem maior eficiência e disponibilidade hídrica no leito do rio apenas no período chuvoso, havendo pouco retardo entre a precipitação, a formação do escoamento superficial difuso e a enchente propriamente dita. Enquanto a sedimentação se restringe, na maioria dos casos, ao leito fluvial, onde os fluxos lineares espreadam-se e convergem, depositando barras arenosas e cascalhosas. A exceção se dá nos rios mais extensos e perenes exóticos que apresentam trechos com planícies aluviais *stricto senso* definidas por terraços das quais estas se separam do leito. De forma mais comum predominam os entalhes fluviais sobre o pedimento rochoso, ao longo do canal se acumulam clastos grosseiros.

Christofoletti (1980) destaca os trabalhos de Hack no início da década de 1960, que procurou interpretar as formações de relevo Apalachiano em Território americano a partir da dinâmica evolutiva e da rede de drenagem, tratando-se não só da dinâmica atual como antepassada. Portanto, é imprescindível reconstruir cenários e modelos geoambientais a partir da dinâmica dos agentes e processos morfogenéticos atuantes, enfatizando os eventos datados do Quaternário tardio demarcado por formações de depósitos aluvionais. Em relação à dinâmica geomorfológica das ilhas fluviais do Massangano e do Rodeadouro, no Submédio São Francisco, devem-se analisar os processos erosivos e de sedimentação aluvial nas condições atuais da paisagem para desvelar os pré-existentes, como subsídio para o planejamento do uso e ocupação adequados do solo.

### 2.3.3.2 A paisagem geomorfológica das Ilhas Fluviais

As ilhas são conceituadas segundo o IBGE (2004), como uma porção de terra firme, situada no mar, lago ou rio, e cercada de águas por todos os lados. Em particular, as ilhas fluviais, em seu contexto, apresentam processos geomórficos peculiares que as configuram, com aspectos geológicos e pedológicos demarcados pela estrutura e influência do fluxo aquoso e da sedimentação dos rios (RIBEIRO; SANTOS; DIAS JUNIOR, s/d). Ribeiro et al. (2013), assinala que além dos agentes hídricos, condicionantes ambientais e de natureza antrópica contribuem diretamente para a formação e evolução das ilhas, enfatizando processos geológicos holocênicos como determinantes para sua gênese fisiológica e sobretudo morfológica.

A dinâmica geomorfológica dos rios tem como um dos principais fatores o balanço hídrico entre o regime de precipitação e sua capacidade de vazão e o balanço sedimentar consequente da sua taxa de erosão e deposição, resultando na mobilidade dos canais, migrações das barras arenosas e formações de ilhas. Alguns rios agem sobre áreas agradacionais sendo considerados como aluviais e propícios para a formação contínua de barras e ilhas por acreção lateral, vertical ou central, por soldamento e fixadas posteriormente por vegetação, bem como, rios em ambientes cristalinos com a presença de afloramentos rochosos formam ilhas com aporte de material aluvionar vegetada (CARVALHO; MORAIS, 2014).

Carvalho (1954) descreve as ilhas segundo esta dinâmica geomorfológica como instáveis ou estáveis. As instáveis se movimentam de acordo com o fluxo das águas e a competência erosiva no leito e nas margens do canal fluvial, mudando bastante de configuração e posição, enquanto as estáveis são fixas devido à topografia do leito rochoso do rio em que se encontram e a resistência litológica. As primeiras são muito comuns nas planícies aluviais como na Amazonia e no Pantanal mato-grossense, as segundas ocorrem em rios entrincheirados como na porção do Cânion do São Francisco, próximo do lago de Paulo Afonso-BA.

No caso do trecho da planície poligenética do alto Submédio São Francisco, onde se encontram as ilhas do Massangano e Rodeadouro, apesar do contexto climático de semi-aridez severa e a perenidade exótica com intermitência de seus tributários prevalece à estrutura cristalina com formações sedimentares aluviais propiciando tais condições para a evolução destas unidades geomorfológicas.

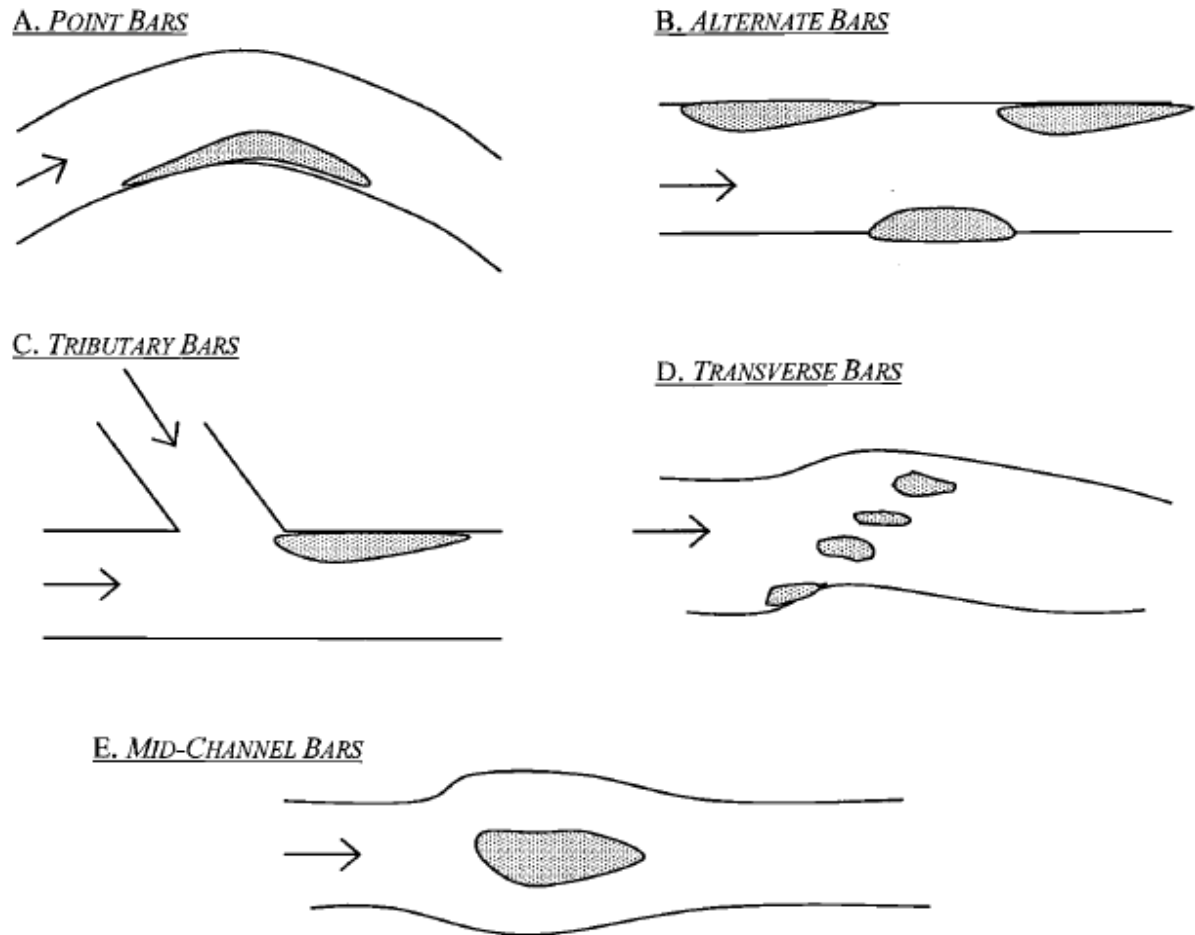
Neste contexto, compreendem-se as ilhas como depósitos consolidados e vegetados originados por evolução das barras. Para Santos et al. (1992), são considerados como barras todos os depósitos fluviais instáveis, emergentes no nível médio do rio e cuja vegetação se constitui, sobretudo, por gramíneas. Já as ilhas são depósitos sedimentares mais estáveis, submersas nas grandes enchentes e com densa vegetação arbustiva e/ou arbórea.

Smith (1974 apud Santos et al., 1992) classifica as barras de acordo com suas características morfogenéticas da seguinte forma:

- Barras longitudinais – possuem formas alongadas, com padrão de fluxo paralelo a seu eixo maior, situadas em trechos de canais rasos e retilíneos, decorrentes da sobrepujança dos processos erosivos sobre os deposicionais do fluxo. Origina-se pelo acúmulo de sedimentos arenosos sobre depósitos residuais do canal e tendem a ter um posicionamento centralizado (barras centrais);
- Barras Transversais – possuem formas deposicionais retilíneas, lombadas ou sinuosas, situadas perpendicularmente ao fluxo, com baixo mergulho a montante e uma face tipo avalanche (*foreset*) à jusante. Geralmente possuem uma posição lateral (barras laterais);
- Barras de Pontal – desenvolvem-se nas margens convexas dos rios meandrantos. Iniciam sua formação com processos de sedimentação por acreção lateral, posteriormente intensificada pela acreção vertical, apresentando granulodecrescência ascendente. Em rios retilíneos estas barras são reconhecidas como laterais;
- Barras Diagonais – apresentam forma alongada e eixo maior orientado obliquamente em relação ao fluxo. São típicas de rios com morfologia de canal entrelaçada. Em Seção transversal possui um formato triangular grosseiro e exibem faces de avalanches no seu limite jusante.

Wyrick (2005), ao relacionar a gênese das ilhas e sua influência nos padrões e energia do fluxo de canais, reconhece as barras como fatores interativos, pois ao mesmo tempo em que são unidades geomórficas resultantes deste processo também contribuem para sua ocorrência. Uma barra ou ilha, pode se converter em um obstáculo e afetar o fluxo de canal e seu padrão morfológico, mudando-o de único retilíneo ou meandrante para múltiplo anastomosado ou entrelaçado.

Neste sentido o autor (2005) também reconhece cinco dos tipos mais comuns de barras fluviais (Figura 08):



A – Barras de pontal; B – Barras alternadas; C – Barras tributárias; D – Barras transversais; E – Barras de meio-canal ou centrais.

**Figura 08.** Tipos de barras fluviais.

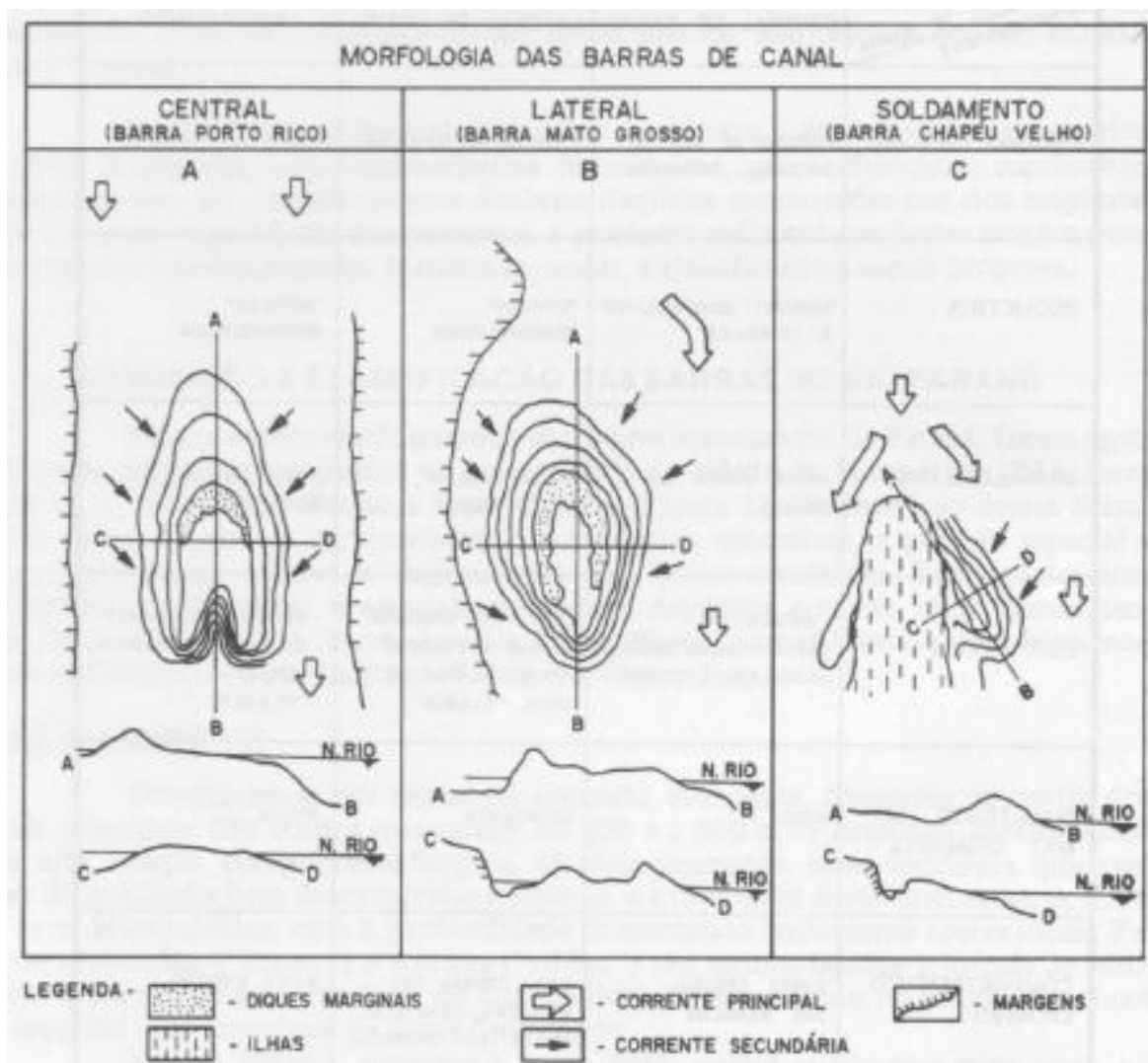
**Fonte:** adaptado de Wyrlic (2005).

As Barras de pontal se formam como um banco no interior de uma curva de meandro; as barras alternadas se distribuem paralelamente ao longo de cada banco devido à estrutura do meandro interno do fluxo; as barras tributárias se formam nas junções de um rio e seus afluentes devido a uma mudança na capacidade de transporte de sedimentos; as barras transversais ou diagonais se formam na posição diagonal ao fluxo do canal; e as barras de médio canal ou central se formam no meio do canal interceptando o fluxo em ambos os lados do canal (WYRIC, 2005).

A relação entre as barras e a dinâmica fluvial na paisagem geomorfológica do semiárido é retratada em vários trabalhos, com destaque para as que se formam por acreção lateral nos plainos aluviais de drenagens efêmeras (áreas baixas e planas que ocorrem ao

longo dos vales) evidenciando a atuação de eventos climáticos contemporâneos de alta magnitude e baixa recorrência, típicos do regime semiárido (AZAMBUJA, 2012; BARROS, 2014; SOUSA, 2014).

Santos et al. (1992) e Santos (2005) reformulou esta classificação para descrever os tipos de barras ocorrentes no rio Paraná, dentre as quais identificou três delas, a barra central Porto Rico, a barra Lateral Mato Grosso e a barra de soldamento Chapéu Vermelho (Figura 09).



A – ocorrência de diques marginais frontais, Soleiras (*Riffles*) e avalanches (*Foreset*) de grande declividade à jusante.

B – Ocorrência de diques marginais com a formação de depressão interior e a presença de soleiras bem desenvolvidas.

C – Ausência de diques marginais, e desenvolvimento de pequeno canal de soldamento entre a ilha e a barra.

**Figura 09.** Barras de canal no rio Paraná, características morfológicas, tipologia e localização.

**Fonte:** modificado de Santos et al. (1992).

Na mesma região do rio Paraná na sua porção Alta, no trecho do compartimento rio Baía, entre a usina hidroelétrica porto Primavera e a foz do rio Ivinheima, é demarcada por uma extensa planície aluvial em sua margem direita e um sistema de múltiplo canal anastomosado formado por um conjunto de barras e ilhas, e áreas de acumulação associadas a baixios, lagoas formadas por soldamento de barras laterais, canais abandonados e depósitos de rompimento de diques (*crevasse*) pontuais (Figura 10 - ROCHA, 2006).



**Figura 10.** Rio Paraná – PR, Lagoa em formação a partir do soldamento de barras transversais tipo laterais; Barras longitudinais tipo centrais.

**Fonte:** Rocha (2006).

A Evolução das ilhas ocorre por processos geomórficos diferentes, dentre eles a formação a partir de barras arenosas, coalescência de barras arenosas às próprias ilhas e anexação (FERNANDES; SANTOS; STEUVAX, 1993):

A formação a partir de barras arenosas ocorre nas partes do canal menos afetadas pelas principais linhas de fluxo, acumulando grande quantidade de sedimentos de carga de fundo e emergindo em formas de barras arenosas. Estas barras se desenvolvem após enchentes e dependendo das condições hidrodinâmicas do fluxo, permanecem estáveis por vários anos e aumentam de altura e extensão pela superposição de novas formas de leito geradas nas cheias subsequentes. Elas são densamente vegetadas por gramíneas que reduzem a energia do fluxo

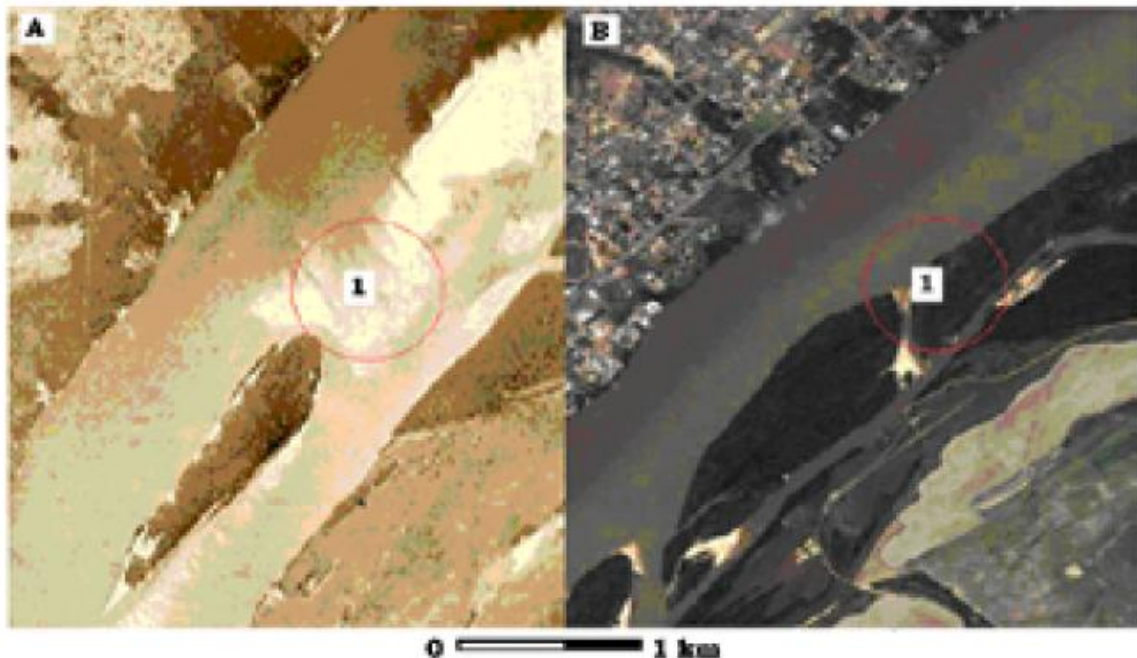


durante a cheia e possibilitam a produção de depósitos de acreção vertical que podem atingir vários metros de espessura em forma de diques nas margens da barra ou futura ilha.

A coalescência de barras as ilhas resulta no seu crescimento areal a partir do processo de soldamento (Figura 11). Este, por sua vez, ocorre associado a zonas de sombra, onde a velocidade da corrente é menor, devido ao barramento que as próprias ilhas fazem no fluxo principal, desviando-o e criando atrás delas uma zona com menor capacidade de transporte, propiciando a formação de outras barras que sucessivamente se agregam as ilhas.

A anexação de Ilhas é o processo principal para sua expansão. As ilhas, em cada conjunto, estão separadas por estreitos canais de geometria meândrica, cujo assoreamento gradual acarreta a aproximação das ilhas até o soldamento definitivo.

As ilhas do rio Paraná como a Mutum são tipos exemplares destas formações aluviais por processo de anexação de barras com posterior acréscimo vertical (*overbank*). Segundo Corradini et al. (2006), a ilha do Mutum, assim como outras do rio Paraná tem uma morfologia típica formada basicamente por uma superfície ondulada em paleocanais e elevações alongadas de grande extensão longitudinal que se intercalam em diferentes estágios de colmatção e reativação por cheias eventuais.

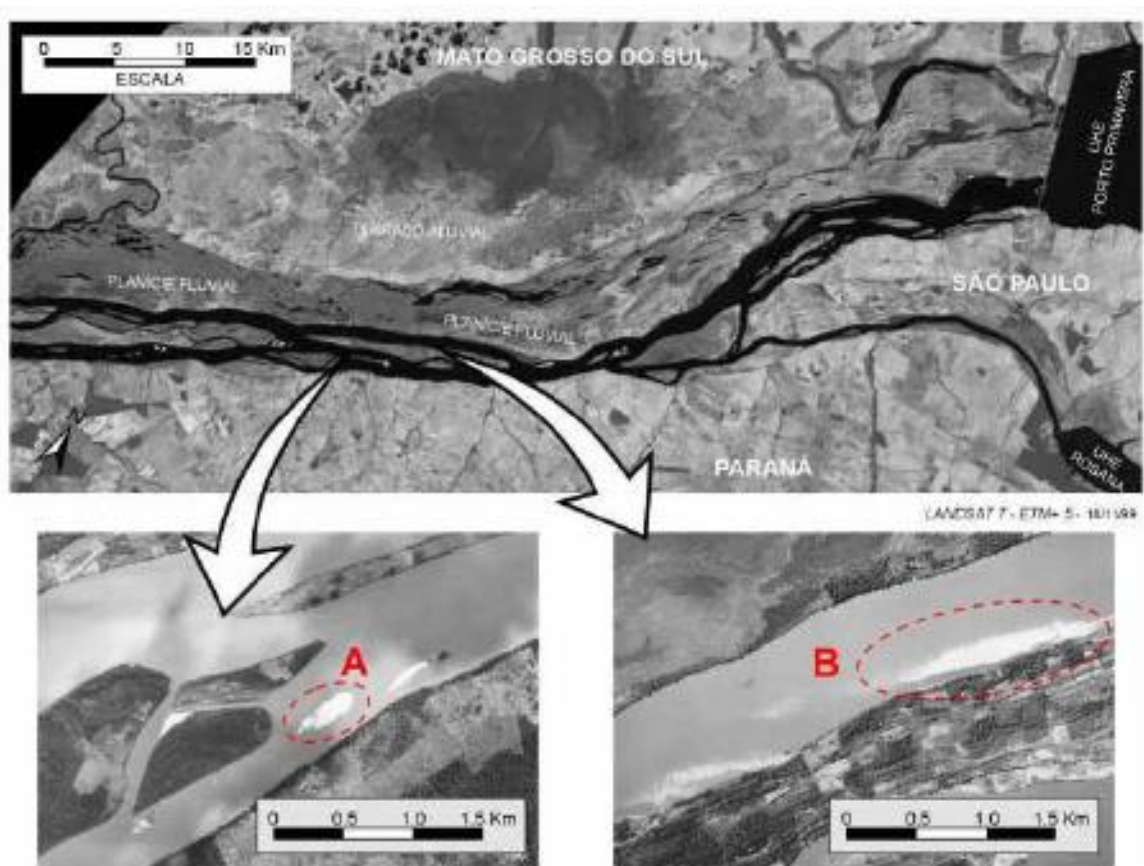


A ) Fotografia aérea 1943; B) Imagem RapiEye 2014; 1 - Overbank

**Figura 11.** Complexo Surrão-Praia Grande no rio Branco, processo de soldamento a montante e acreção lateral de ilhas. **Fonte:** Mepa/UFRR apud Carvalho e Moraes (2014).

Rocha (2009) relaciona a diversidade de barras e ilhas em rios com extensas planícies aluviais as mudanças climáticas e estruturais ocorridas durante o quaternário que

determinaram seu padrão de drenagem e sua morfologia, além dos eventos geomórficos como incisões de canais, migrações e agradações do próprio sistema fluvial. As barras são macroformas sedimentares indicadoras de condições hidrodinâmicas peculiares deste sistema como principalmente o ciclo erosivo/deposicional. No sistema de multicanal do Alto rio Paraná estas formações deposicionais apresentam grande extensão e formato transversal, emergindo durante períodos de baixo fluxo e níveis hidrométricos médios, e se constituem pela superimposição de menores formas de leito, limitadas por cursos d'água de segunda e terceira ordem, ou formas de leito maiores em migração para jusante nos canais principais (Figura 12). Tais depósitos se constituem de areias finas a médias provenientes da carga de fundo do rio neste trecho.



A – Barra Central

B - Barra Lateral

**Figura 12.** Trecho multicanal do sistema de inunda  o do Alto Rio Paraná, principais subtipos de barras transversais.

**Fonte:** Rocha, 2009 (Fotografia aérea 1: 25000, 1970).

O desenvolvimento recente de ilhas fluviais foi verificado por Gaultier e Grivel (2006) no Médio rio Loire, na França, com o estudo integrado da escala histórica e da escala dos eventos como as cheias, confirmando a forte interação entre fatores dinâmicos fluviais e biológicos. Destacaram o crescimento da vegetação e o impacto do uso humano na redução da capacidade do leito fluvial e alteração da armazenagem de sedimentos.

Nesse contexto, a partir de um modelo baseado na mobilidade relativa do gradiente de canal identificaram quatro tipos principais de ilhas (GAULTIER; GRIVEL, 2006 p. 182):

Ilhas efêmeras, pequenas e caracterizadas por uma rápida formação de uma única ilha estreita e alongada decorrente de uma rápida erosão; Ilhas móveis que migram constantemente. São largas e alongadas, sujeitas a erosão a montante e uma progressiva acreção na sua parte jusante. A acreção excessiva a jusante com retração a montante, seu tamanho aumenta progressivamente; Sistema de ilhas muito largas e estáveis. Suas origens estão associadas à presença de pequenas ilhas aglomeradas que resultam da rápida incisão de canais secundários anteriormente separados entre si, que eventualmente coalescem; Ilhas estáveis conectadas pelas margens laterais.

O padrão dos rios propensos a feições geomorfológicas deposicionais como as barras e as ilhas, vem sofrendo alteração significativa por intervenções antrópicas no âmbito da bacia de drenagem que impõe consequências em todos os processos responsáveis pelas mudanças na paisagem nos últimos milhões de anos. O rio Macaé, situado no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, teve uma parte do canal retificado em seu baixo curso, na década de 1940, para reduzir a área inundada durante as cheias. Sua morfologia meandrante foi completamente alterada, alterando também suas características hidráulicas, com a intensificação dos processos erosivos nas margens e a retirada da vegetação, o consequente assoreamento do canal pelo maior aporte sedimentar e o ajuste lateral culminando com o adensamento de barras e ilhas, típico de canais com planícies de inundação extensas e contínuas (MARÇAL et al., 2009; ASSUNÇÃO; MARÇAL, 2012;).

Ao longo do curso do rio São Francisco, de montante a jusante, foram realizadas várias obras hidráulicas, como barragens e usinas hidroelétricas, que ocasionaram uma série de mudanças semelhantes no sistema fluvial, sobretudo em seu regime hidrológico e na morfogênese erosiva/deposicional da paisagem, como no padrão dos canais, fluxo e vazão do leito e no aporte de material sedimentar e detritico.

Wyrick (2005) relata que uma das causas para a formação de ilhas fluviais é a construção de grandes reservatórios a montante de um rio e áreas de acumulação de sedimentos. Os rios, por sua vez perdem sua competência erosiva, formando grandes barras e ilhas às vezes constituídas por estruturas rochosas. Trata-se de ilhas muito estáveis que só podem desaparecer com a remoção da represa ou a elevação do nível de água. No rio

Tennessee a construção de represas como a de Pickwick isolou partes mais altas de sua planície de inundação marginal formando grandes ilhas.

### *2.3.3.3 Sedimentologia, morfoestratigrafia e geocronologia: reconstruindo a geomorfogenese das ilhas Fluviais no semiárido brasileiro.*

A abordagem morfoestratigráfica está direcionada para análise dos registros sedimentares quaternários, que, assim como utilizada por Moura e Meis (1986), Mello et al. (1991), Mello et al. (1995) e por Camargo Filho e Bigarella (1998) respectivamente, busca associar as diversas formas de relevo com as formações superficiais que as estruturam. Desta forma, unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* passam a integrar a estrutura epidérmica da paisagem, e não apenas os arcabouços litológicos constituintes dos diversos embasamentos regionais.

Esta abordagem está baseada na litoestratigrafia e se restringe a condições em que as unidades adjacentes e respectivas idades permitam uma relação genética direta entre a forma topográfica e o depósito, por conseguinte, análises sedimentológica e geocronológica são imprescindíveis para detectar estas condições. A granulometria, a morfoscopia e a datação dos sedimentos são alguns dos procedimentos destas análises que permitem estabelecer com mais precisão algumas destas condições como a procedência e os eventos morfogenéticos (MEIS; MOURA, 1984).

Na paisagem semiárida brasileira a diversidade das circunstâncias em que as relações entre as superfícies geomorfológicas e os depósitos ocorrem, estão cada vez mais tênues nos estudos da sua dinâmica evolutiva recorrente ao Quaternário Tardio. Neste contexto, foram realizados vários trabalhos fundamentados nesta perspectiva e pela abordagem morfoestratigráfica, contemplando importantes morfoestruturas e respectivos compartimentos geomorfológicos desta paisagem, bem como, a gênese dos ambientes erosivos e deposicionais em que são modelados.

A Morfoestrutura do Planalto da Borborema foi ressaltada por Lima (2015), ao correlacionar a dinâmica da paisagem geomorfológica de outro planalto adjacente, o do Planalto Sedimentar do Araripe, com seus processos responsáveis pela formação dos depósitos coluviais durante mudanças e flutuações climáticas ocorridas entre o Pleistoceno Superior ao Holoceno, sobretudo associadas a eventos de alta magnitude e baixa recorrência, que de forma episódica e menos intensa se estenderam ao final deste período até os dias

atuais. Os resultados obtidos pela mesma autora a partir da abordagem morfoestratigráfica e os procedimentos de sedimentologia e datação neste planalto demonstram que seus depósitos se originaram ao longo dos últimos 75.000 anos, contudo dois momentos se distinguem pela maior atividade morfogenética nas encostas: Um de 40.000 a 30.000 AP (antes do presente) onde se desenvolveram depósitos de fluxos de detritos de baixa viscosidade e não canalizados, decorrentes da remobilização maciça dos depósitos de tálus a possíveis eventos de forte pluviosidade e energia, porém de baixa recorrência sobre uma superfície exposta; e o outro com idades entre 30.000 a 18.000 AP, em que predominaram sucessivos fluxos de lama recobrando o fluxo de detritos anteriores, indicando a continuidade dos processos morfogenéticos nas encostas e no recuo da cimeira estrutural do planalto sedimentar, submetidas a eventos de chuvas torrenciais atreladas a instabilidade climática recorrente do Último Máximo Glacial sob condição de clima frio e seco.

A mesma autora (2015) apresenta um quadro síntese com os principais trabalhos desenvolvidos sobre a história recorrente ao Quaternário Superior da paisagem geomorfológica do Nordeste com enfoque no Planalto da Borborema e unidades contíguas (Quadro 02). Há de se destacar o trabalho de Correia (2001) sobre a dinâmica geomorfológica de um dos compartimentos mais conspícuos deste Planalto, o Maciço da Serra Baixa Verde, em que data suas coberturas superficiais a idades que não ultrapassam os 20.000 anos, ou seja, de origem recente e circunscrita ao Último Máximo Glacial (UMG).

Correia (2001) propôs um modelo do ambiente suscitando três situações elucidativas sobre as coberturas superficiais deste maciço residual. Uma teria ocorrido no limite Pleistoceno/Holoceno (entre 10.000 e 8.500 anos AP) demarcada pela remobilização maciça das coberturas rudáceas, proveniente de um brusca reumidificação da paisagem, com chuvas torrenciais e convectivas associadas a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Outra entre 7.500 e 4.500 anos AP, no Holoceno Médio, com um período ápice de umidificação anterior à estabilização das encostas pelo desenvolvimento da vegetação que acarretou na remobilização intensa do regolito com a consequente colúviação por pequenos fluxos de detritos e corridas de lama. A última corresponde ao período atual caracterizada pelo intenso ravinamento dos depósitos mais antigos em forma de leques e depósitos laminares na base das encostas resultantes da erosão em lençol.

**Quadro 02 – Síntese dos principais trabalhos acerca do Quaternário Superior para o Nordeste Brasileiro.**

| Síntese dos principais trabalhos acerca do Quaternário Superior para o NE/adjacência do Planalto da Borborema |  |  |  |  |
|---|--|--|--|--|
| Autores   | Área de estudo                                     | Abrangência temporal (Antes do presente/AP)  |  | Considerações  |
| CORREA (2001)   | Maciço da Serra da Baixa Verde                     | a- Não ultrapassa 20.000;<br>b- Transição Pleistoceno/Holoceno;<br>c - Holoceno Médio<br>d - Fase contemporânea;                               |  | b - Remobilização maciça das coberturas;<br>c- Máximo de umidificação/remobilização maciça do regolito;<br>d - Regime pluvial marcado por chuvas torrenciais da ZCIT   |
| GALVÃO (2012)   | Lagoa de Puiú e abrangência do Vale do Catimbau/PE | a- Início do UMG - 29.400 e 26.200<br>b- idades dentro do ápice do UMG;<br>c- Transição Pleistoceno/Holoceno<br>d- Início do Holoceno Superior |  | a- clima seco e frio/chuvas de caráter torrencial; Deposição em leque;<br>b - Continuidade da torrencialidade pluviométrica;<br>c- Súbita retomada da umidade/remobilização intensa;<br>d- Redução gradativa da umidade; |
| SANTOS et al. (2012)  | Serra da Capivara/PI                               | a- UMG<br>b- Entre 15000 e 7600<br>c- Por volta de 5.130   |  | a- Deposição intensa<br>b- Sinais de retorno da sedimentação<br>c- A caatinga já estava instalada  |
| BARRETO (1996)  | Dunas do Médio São Francisco                       | a- Entre 28.000 e 15000; 9000 e 4000;<br>4000 e 900<br>b- Entre 10.500 e 9000  |  | a- Atividade dunar/ Período de semiaridez<br>b- Melhoria climática/Não foi registrado duna   |
| DE OLIVEIRA et al. (1999)   | Turfeira do Vale do Icatu                          | a- Entre 10.990 a 8910<br>b- Entre 8910 a 6230<br>c- Entre 6230 a 4535<br>d- De 4240 até o presente  |  | a- Condições mais úmidas com aumento progressivo da temperatura.<br>b- Redução da área florestal - semiaridez;<br>c- Retorno das condições mais úmidas<br>d- Declínio acentuado da umidade e atual padrão climático.     |
| BARRETO (2010)  | Estalagmites/Chapada Diamantina/BA                 | a- De 40000 a 20000<br>b- Entre 93-82000, 68-57.000<br>c- Entre 80-69000, 57-47000<br>d- De 5000 ao presente                                   |  | a- Preponderância do clima seco<br>b- Momentos mais úmidos<br>c- Condições mais secas<br>d- Retorno das condições mais secas   |
| SILVA (2013)  | Brejo da Madre de Deus/Afrânio/PE                  | a- Cerca de 40.200; 26.900 a 24.700;<br>18.600 a 13000   |  | a- Eventos isolados de alta precipitação/torrenciais/semiaridez.   |
| MUTZENBERG  | Vale do Rio  | a- Eventos de deposição desde o UMG  |  | a- Associado a um clima seco e frio.   |



|   |  |   |   |
|---|--|---|---|
| (2007)  | Carnaúba/RN                                    | b- Transição Pleistoceno/Holoceno<br>c- Holoceno Inferior<br>d- Holoceno Médio<br>e- Holoceno superior        | b- Período mais úmido com o estabelecimento de uma cobertura vegetal mais densa.<br>c- Retorno súbito da umidade/ remobilização maciça nas encostas<br>d- Clima ainda provavelmente quente e úmido<br>e- Oscilações climáticas decorrentes de eventos do tipo paleo-el-niño e paleo-la-niña, seguida da estabilização da paisagem em 2.200. |
| MUTZENBERG (2010)                               | Boqueirão da Pedra Furada/Serra Capivara/PI    | a - Do UMG ao Holoceno Médio<br>b- Holoceno Superior  | a- Semelhantes ao Vale do Rio Carnaúba;<br>b- Retorno ao estado de semiaridez atual.  |
| BEHLING et al. (2000)                           | Sedimento marinho/talude à leste de Fortaleza. | a- Desde 42000 a 8.500<br>b- 40000, 33000 e 24000<br>c- 15.500 a 11.800 (carbono 14)                          | a- vegetação da caatinga já se encontrava no NE, refletindo condições de semiaridez;<br>b- Picos de sedimentação decorrentes de um curto período com elevado volume de chuva.<br>c- Expansão da vegetação de floresta/ aumento da umidade.  |
| GOULVEIA et al. (2005) e PESSENDA et al. (2010) | Áreas de carrasco, cerrado e floresta/PI/CE/PB | a- Entre 18000 e 10000<br>b- Entre 10000 e 4500-3200<br>c- Após 3000  | a- clima mais úmido/vegetação arbórea;<br>b- Aumento da vegetação aberta; clima mais seco;<br>c- Retorno do predomínio da vegetação de floresta   |
| CABRAL (2014) e LIRA (2014)                     | Área do Rio São Francisco/Petrolina/PE         | a- 30.000, 11.450, 410 e 165 AP (CABRAL, 2014)<br>b- 19.800 a 15800<br>c- 12850 a 8800<br>d- 5000 ao presente | a- Registro de atividade dunar/período seco<br>b- Período mais seco e torrencial<br>c- Retomada da umidade<br>d- Retono da semiaridez.  |
| GURGEL et al. (2013)                            | Maciço do Pereiro - RN/CE                      | a- Coluvionamento nos últimos 46000.<br>b- UMG<br>c- Holoceno Superior  | b- Deposição associada a um clima seco e frio<br>c- Redução da taxa de sedimentação, atribuída a instalação dos sistema ENOS de alta frequência, com períodos secos/menos úmidos.   |

Fonte: LIMA (2015).

Os demais trabalhos apresentam uma geocronologia congruente corroborada pelas respectivas faces estratigráficas que correspondem a ambientes coluviais, aluviais e eólicos, associados à dinâmica dos processos superficiais do UMG e do Holoceno Superior, com idades que variam em torno dos 165 a 100.000 anos AP.

Em relação à Depressão Sertaneja e a planície poligenética do Alto Submédio São Francisco, em que as ilhas do Massangano e Rodeadouro estão inseridas, vários trabalhos e alguns deles circunscritos no quadro anterior apresentado por Lima (2015), se referem a outras morfoestruturas e unidades de relevo sedimentares que forneceram o material de origem das coberturas superficiais destas duas grandes morfoestruturas remanescentes da paisagem semiárida, como a própria bacia sedimentar do São Francisco, a Chapada Diamantina e a Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Na bacia sedimentar do Parnaíba, em sua borda sudeste, o compartimento geomorfológico da Serra da Capivara é caracterizado por uma intensa e recorrente sedimentação holocênica de procedência colúvio-aluvionar presente principalmente nas unidades denominadas Vale da Serra Branca, Reverso da Cuesta e Patamares Estruturais. Análises e datações realizadas por Santos (2007) e Santos, Barreto e Suguio (2012), em sedimentos de colunas litoestratigráficas delimitadas nestas unidades corroboram que desde o Penúltimo Máximo Glacial (PMG) ao decorrer do UMG, foram registradas sucessivas fases úmidas e secas, destacando-se a formada por leques coluviais e depósitos aluviais de rios entrelaçados, indicadores de condições climáticas semiáridas.

Portanto, em ambas as situações suscitadas, tanto de coluvionamento quanto aluvionamento, os resultados obtidos indicaram uma procedência episódica associada a chuvas torrenciais, típicas de semiaridez severa, com sincronologia relativa. Tais episódios, sobretudo durante o UMG, foram intensos e recorrentes, apresentando evidências de um retorno desta sedimentação na transição Pleistoceno/Holoceno por volta de 17.000 e 7.600 AP (SANTOS; BARRETO; SUGUIO, 2012; MUTZENBERG et al., 2015). Outra proposição importante foi à ocorrência de mudanças ambientais a partir do Holoceno médio inferida em relíquia coletada na Lagoa Grande no Brejo do Piauí através de análise palinológica, demonstrando várias oscilações na densidade de árvores e arbustos ao longo dos 5.130 AP, e sugerindo que a caatinga passou desde o Holoceno Médio até o Presente por momentos mais úmidos e mais secos que o clima atual (SANTOS, 2007).

Mutzenberg (2010) projetou um modelo geocronológico interpretativo para a gênese morfológica do Boqueirão da Pedra Furada, situada na Serra da Capivara – PI, datados entre 5000 a 45000 anos AP (antes do presente), destrinchando formação de clusters de datas de



depósitos associados a eventos climáticos já conhecidos pela sua indução à sedimentação em outros contextos regionais do Nordeste, como o Último Interestadial, o Último Máximo Glacial, transição Pleistoceno/Holoceno, Holoceno Médio e Holoceno Superior. Ressalta-se neste modelo a dinâmica fluvial recorrente ao Último Máximo Glacial com condições climáticas mais frias e secas com episódios chuvosos de grande volume e concentração, como as reumidificações transicionais pleistocênicas e holocênicas da paisagem semiárida, principalmente no segundo ótimo climático entre 2200 e 1000 anos AP, que promoveram processos deposicionais de natureza detrítica e arenosa.

Barreto (2010), ao retratar sobre as oscilações da pluviosidade a partir de valores de isótopos obtidos em estalagmites da Chapada Diamantina, relacionou uma geocronologia direta, com interpretações paleoclimáticas consistentes, sobre as variações da precipitação ocorridas no último período glacial e Holoceno e os eventos morfoclimáticos que atuaram sobre esta estrutura sedimentar residual, sobretudo na sua borda oeste, remodelando-as, reafeiçoando-as e tornando-as fonte de estocagem de sedimentos para as bacias de drenagem e suas superfícies geomórficas de acumulação como as planícies, terraços, barras e ilhas do rio São Francisco. Para Lima (2015) o mesmo autor (BARRETO, 2010), estabeleceu uma sucessão climática da seguinte forma: predomínio de clima seco (idades entre 40000 a 20000 anos AP); interrupções climáticas mais úmidas (intervalos de 93 a 82.000 e 68 a 57.000 AP); Condições mais secas (Entre 80-69.000 e 57-47.000) e finalmente reativação das condições mais secas (de 5.000 ao presente).

Na própria bacia sedimentar do São Francisco, a geocronologia de depósitos eólicos inativos do seu recorte Submédio, especificamente as margens do lago de Itaparica, no município de Floresta-PE, indicam que estes sedimentos procedentes de transporte fluvial e retrabalhamento dos ventos se formaram em condições climáticas mais secas no período Pleistoceno Tardio e sua transição para o Holoceno, ou seja, idades entre 57 000 a 11000 anos. Neste intervalo sucederam-se climas mais secos com interrupções úmidas que propiciaram as condições favoráveis para a formação e fixação destes depósitos arenosos como a intensa atividade eólica nas fontes aluviais disponíveis do rio São Francisco e suas formações acumulativas como os terraços, e as planícies, a cobertura vegetal esparsa e a configuração topográfica da bacia que permite a canalização intensa dos ventos (FERREIRA; CORREIA; BARRETO, 2013).

Segundo os mesmos autores (2013), a bacia do São Francisco onde estão situados estes depósitos eólicos, forma um extenso vale entrincheirado entre os planaltos da Borborema e do Jatobá, canalizando os alísios de sudeste que aumentam a força dos ventos e

sua capacidade de transporte das areias marginais em direção SE-NO. Este cenário persiste, embora com menos intensidade devido à atenuação da aridez e consequentemente da atividade eólica. Barreto (1993; 1996), assinala que as áreas fontes deste material arenoso no rio São Francisco são as encostas íngremes da Serra da Canastra no Estado de Minas Gerais, a borda oeste da Chapada Diamantina, a borda sudeste da bacia sedimentar do Paranaíba no Estado do Piauí, e a própria bacia sedimentar do rio São Francisco no Estado da Bahia.

Os sedimentos de mantos arenosos e formações dunares na margem esquerda do rio São Francisco, situados a oeste/sudoeste do município de Petrolina, também foram analisados do ponto de vista sedimentológico e geocronológico por Cabral (2014), sugerindo que houve intensa atividade eólica nesta área desde os 30.000 anos até 165 anos AP, e que persiste ainda hoje, embora com menor intensidade. Esta atividade se deu em períodos mais secos durante o Quaternário diretamente relacionado a fenômenos decorrentes de eventos glaciais e interglaciais de escala global e El Niños de longa duração, em escala regional.

Nessa perspectiva, Lira (2014), ao analisar depósitos arenosos colúvio-eólicos e aluviais presentes em terraços e baixadas da planície do rio, bem como, composicionais de Latossolos, suscitou sobre a proveniência flúvio-eólica destes sedimentos seguindo uma geocronologia semelhante. O mesmo autor (2014) assinala que tais sedimentos surgiram em uma gênese climática condicionada a circulação atmosférica em nível global e regional, desvelando interações desde o UMG até a transição Pleistoceno/holoceno (PH). Em particular, os depósitos relacionados aos latossolos se desenvolveram com a redução dos níveis de água do rio São Francisco e o surgimento de barras arenosas retrabalhadas pelo vento durante os períodos de maior semiaridez, formando campos de dunas e mantos de areia com a reumidificação da paisagem e seu retrabalhamento pelas águas do rio em momentos de cheias durante a transição PH e o Ótimo Climático Holoceno (OCH) a cerca de 6.000 anos AP. Já os solos situados em áreas planas próxima de pedimentos detríticos e afastadas da planície, estão relacionados a movimentos gravitacionais que ocorreram durante um período mais úmido entre o Pleistoceno Superior e Holoceno Inferior.

Missura (2013) correlacionou os aspectos morfoestratigráficos da bacia do riacho Pioré, um compartimento de outro Planalto sedimentar, o da Bacia do Jatobá. As análises foram realizadas em uma unidade geomorfológica da bacia, mas precisamente em depósitos quaternários no Graben do Puiu constituídos de colúvios na margem direita com idades máximas de 29.000 e mínima de 1.000 anos AP; e na esquerda um pacote aluvionar com interdigitação de outros sedimentos fluviais e lacustres com idades de  $17.900 \pm 2.800$  AP,

obtendo-se a correlação entre os principais eventos de umidificação remanescentes do final do Pleistoceno e início do Holoceno.

Em relação às ilhas fluviais e sua importância na paisagem geomorfológica do Semiárido Brasileiro, pouco se tem de estudos sobre elas e a sua dinâmica ambiental. Estas formações são unidades em constante interação no sistema hidrológico em que fazem parte, pois exercem e são influenciadas pelas condições e processos existentes, como o padrão de drenagem e a morfologia dos canais. Padrões únicos ou de múltiplos canais podem se modificar pela alteração no regime hidrológico e do fluxo de transporte, com acúmulo de sedimentos no leito do rio formando barras arenosas e as ilhas. Por conseguinte, as ilhas podem se consolidar e agrupar, contribuindo também para alterar o padrão, migrando de retilíneo ou meandrante de baixa sinuosidade para um anastomosado e até mesmo entrelaçado.

Os trabalhos sobre estes ambientes insulares em contextos espaciais semiáridos se restringem a alguns recortes das bacias hidrográficas perenizadas exoticamente como as do São Francisco e do Parnaíba, ou espelhos d'água represados artificialmente como o lago de Sobradinho-BA e grandes açudes como o de Orós e do Castanhão na bacia do Jaguararibe e o Barra Velha na bacia do Parnaíba, ambos situados no Estado do Ceará (CAVALCANTE, 2013).

Coelho (2008) ao estudar sobre os impactos das barragens nos rios enfatiza o desequilíbrio erosivo/deposicional e suas mudanças na configuração em planta (*Planform*), ou seja, no padrão geométrico do rio e em consequência das feições geomórficas. Cita por exemplo, a formação de meandros e canais secundários (múltiplos) pelo entalhamento do leito e estreitamento do canal, e de barra e ilhas pelo posterior alargamento das margens pela erosão e o assoreamento do próprio leito com o acúmulo de sedimentos.

As ilhas formadas pelo contingenciamento de água por meio de barragens nos rios ou construção de grandes açudes em áreas semiáridas são artificiais e muito instáveis, pois depende da flutuação anual no nível de água interferindo de forma rápida e intensa nas suas características mais eminentes como o tamanho, forma, grau de isolamento, número de ocorrência e configuração. Um fator determinante para a ocorrência destas ilhas foi a topografia das bacias em que se encontram estes açudes. Segundo Cavalcante (2013), a topografia mais dissecada aumentou a incidência de ilhas afloradas nos espelhos d'água destes açudes. Outra característica importante foi o grau de isolamento destes ambientes por intervenção antrópica em curto intervalo de tempo e dimensão espacial reduzida, que permite um diagnóstico rápido da diversidade florística e faunística e o conhecimento dos padrões e processos ecológicos.

As ilhas situadas no Alto curso do rio Paraná ocorrem em canais com geometria entrelaçada e associadas a um grande número de barras arenosas provenientes de carga de fundo do retrabalhamento fluvial de seus depósitos prévios. Estas, por sua vez, apresentam morfologia e idades de depósitos, associação de fácies sedimentares e altura em relação ao nível médio do rio idênticas às da planície aluvial adjacente, além de um evidente adensamento de paleocanais. Este cenário indica que as ilhas se formaram pelo retrabalhamento dos depósitos da planície de inundação pelo canal atual do rio, sendo, portanto formas erosivas e não deposicionais, ao longo de sucessivas alterações climáticas ocorridas no Pleistoceno Superior ao Holoceno (SANTOS, 2005).

A morfoestratigrafia revelou que a base deposicional do sistema aluvial do rio Paraná se constitui por um pacote com associações de fácies de areia e cascalhos típicas de sistemas entrelaçados, desenvolvidos em condições de aridez. Já no topo desse sistema formaram-se associações de fácies de areia estratificada, silte e argila, decorrentes de um sistema anastomosado que sucedeu o antecedente entrelaçado em condições climáticas moderadas (sub-úmidas) a partir do Holoceno Médio. Atualmente a morfologia do rio se desenvolve sobre este paleossistema anastomosado, adquirindo novamente um padrão entrelaçado mais de média sinuosidade (SANTOS, 1997).

As mudanças climáticas na bacia do Paraná segue uma cronologia com algumas importantes congruências de outras paisagens geomorfológicas fluviais brasileiras, dentre elas a do Submédio São Francisco. Kramer (2002, p. 32), baseada em trabalhos de outros autores, apresenta uma síntese destas mudanças correlacionadas aos principais eventos geomórficos da história do rio Paraná desde o final do Pleistoceno ao Holoceno:

- 1 – incisão vertical de 10 a 15 m do canal do rio Paraná na superfície da unidade taquaruçu – Pleistoceno Superior;
- 2 – alargamento do rio Paraná e migração para o lado paranaense – Pleistoceno Superior;
- 3 – agradadação de depósitos originados em sistema do tipo entrelaçado, deposição da unidade Fazenda Boa Vista – 42.000 anos B. P.;
- 4 – incisão vertical do canal e da planície de inundação do atual rio Paraná, sob clima Tropical úmido e desenvolvimento de padrão anastomosado – início do Holoceno;
- 5 – agradadação dos depósitos de canal e planícies de inundação entre 6.000 e 4.500 anos B.P.;
- 6 – incisão vertical do talvegue do rio Paraná e migração do canal para o lado paranaense; recrudescência das condições de semi-aridez entre 3.500 e 1.500 anos B. P.;
- 7 – formação de lagoas e pântanos atuais na planície de inundação a partir de canais abandonados; formação de sistema atual de ilhas; mobilização da carga de fundo com formas de leito de grande porte de 1.500 anos até o presente;
- 8 – a partir de 1940, a região começa a ser alterada por atividades humanas bastante intensas e desordenadas.

A interpretação morfoestratigráfica em feições sedimentares de terraços fluviais, adotada por Hingel (2012) na bacia do rio Macaé, situada no norte do Estado do Rio de Janeiro, demonstrou que mesmo se encontrando em contextos geomorfológicos distintos, estes depósitos apresentam uma sedimentação relativamente homogênea e indicam uma dinâmica evolutiva associada a eventos de natureza diversa que são absorvidos pelo sistema fluvial e se reajustam de forma diferenciada em busca de um novo equilíbrio. Uma destas evidências são os vários patamares de terraços ao longo do rio, pressupondo a influência do controle estrutural na sedimentação da bacia com vários níveis de base locais ao longo do seu perfil longitudinal. É justamente em uma destas situações, especificamente em uma área de terraço baixo e planície de inundação, com canal meandrante e parcialmente confinado, de altíssima energia durante eventos de cheias, capazes de transportar cascalhos finos até muito grossos, sobretudo nas partes mais convexas e de amortecimento do fluxo, que se formam muitas ilhas fluviais.

Os rios com padrão morfológico de múltiplos canais entrelaçados são os que mais propiciam a formação de barras e ilhas. Contudo, as ilhas se desenvolvem com maior robustez e resistência em rios de padrão anastomosado. A diferença se dá pela estabilidade do canal e das ilhas atrelada a composição sedimentológica que ao contrário dos entrelaçados são predominantes finos e coesos. Outro fator importante é o regime hidrológico com fluxos concentrados de relativa magnitude e baixa competência dos canais diante a resistência dos bancos coesos, aumentando a frequência e intensidade de episódios de inundações das margens plenas e intensificando a tendência da formação de novos canais por avulsão. Tais condições se desenvolvem independente do clima existente, sendo sua ocorrência pouco comum e mais atribuída à combinação não usual de fluxo e suprimento de sedimentos. Bem como, essa morfologia fluvial pode ocorrer em várias topografias, desde vales confinados em cordilheiras até grandes planícies e bacias de subsidência ou relativamente estáveis como a Amazônica (SILVA, 2012).

Silva (2012), ao mapear os trechos fluviais da bacia hidrográfica do rio Xingu, situado na região amazônica, pode identificar a ocorrência das feições geomorfológicas aluviais, como as ilhas, terraços e planícies de inundação. As ilhas aluviais, em especial, foram registradas em quase todos os trechos analisados, mas ocorrem em maior quantidade e extensão nos canais com planícies bem desenvolvidas, hierarquias superiores e maior diversidade vegetal e faunística terrestre. Já as ilhas rochosas em menor quantidade se

restringem aos canais rochosos múltiplos de hierarquia superior e planície pouco desenvolvida e inexistente, mas com ambientes diferenciados em termos de flora e fauna aquáticas.

A história deposicional dos sedimentos recentes está estreitamente relacionada ao modelamento das feições geomorfológicas de fundo de vale e três respectivas fases deposicionais divididas por discordâncias erosivas. Tais fases foram individualizadas através da abordagem morfoestratigráfica caracterizando os elementos ou conjunto de elementos arquiteturais distintos e evidenciando mudanças nas condições ambientais (MADEIRA; BORGHI, 1999).

Morais (2002) compreende as ilhas, como as geoformas mais importantes do canal no rio Araguaia, situado no Estado do Mato Grosso. Neste sentido (2002, p. 66), o mesmo autor relaciona a gênese e comportamento destas ilhas no Araguaia a três processos morfodinâmicos:

“núcleos de ilhas residuais – se estabilizam pelo aumento de acreção de material sedimentar; Ilhas novas decorrentes da sedimentação do material no canal fluvial, instáveis e sujeitas a erosão do próprio canal e sua migração lateral, seguindo a variação do nível de água do rio entre os intervalos de secas e cheias; e finalmente a migração lateral do canal sobre a planície capturando braços de canais abandonados e canais ativos afluentes do canal principal. Preserva-se o núcleo interno da planície aluvial que se torna isolado pelas águas do canal principal e do lago ou canal afluente, configurando uma nova ilha”.

Análises e datações realizadas por Moraes (2010); Rozo; Nogueira e Carvalho (2005), em depósitos aluviais das ilhas e nas planícies corroboram esta geocronologia e a preposição da ilha como relíquias e/ou testemunhos destes processos. Moraes (2010) identificou ressaltos na área de abrangência fluvial relacionados à paleocanais e paleoilhas na antiga confluência entre os rios Avaí e Paraná. Esta configuração e a datação por LOE em um terraço fluvial indicam que a evolução desta confluência ocorreu paralela à formação da planície durante o Pleistoceno Recente e decorrente do regime paleohidrológico. Isto sugere que a área da planície estaria ativa há cerca de 23.400 A.P. e a posição da pretérita confluência distante 06 km da atual.

Rozo; Nogueira e Carvalho (2005), após datações através de  $C^{14}$  em material orgânico e fragmentos de cerâmica no interior de depósitos de barra em crescente das Ilhas Terra Nova e Careiro, no rio Amazonas, suscitaram a hipótese que elas permanecem na mesma posição nos últimos  $2050 \pm 120$  anos AP.

O nível de antropogenização e as consequentes mudanças ambientais das paisagens quaternárias e suas feições geomórficas, como as planícies aluviais, terraços e ilhas, a transformaram em depósitos tecnogênicos onde os sedimentos holocênicos ou eventualmente

pleistocênicos são considerados relíquias, reduzindo significativamente sua ocorrência e extensão (PELLOGIA, 2003).

Neste sentido (Pellogia, 2015) elucida que os depósitos tecnogênico-aluviais da bacia do rio Una, no município de Taubaté – SP, estão assentados em terrenos de agradação distribuídos de forma irregular, mas contínua, ao longo de fundos de vale, configurando baixos terraços posteriormente erodidos pela incisão fluvial do próprio canal atualmente com morfologia meândrica. Sua relação antropogênica se deve a um processo de resistasia a degradação das vertentes promovida pelo intenso desmatamento da atividade cafeeira ao longo dos últimos anos no Vale do Paraíba. Do ponto de vista geocronológico há uma correlação direta com o Holoceno superior correspondente a aloformação Resgate, também formada por deposição tecnogênica- aluvial encontrada na região do bananal e com idades de  $130 \pm 60$  anos AP. e  $240 \pm 50$  anos AP, contudo algumas décadas mais jovens em função da expansão cafeeira que poderia aglutinar as duas aloformações em um único alogrupo denominado de Ciclo do Café no Vale do Paraíba.

A abordagem morfoestratigráfica e a datação por Luminescência opticamente estimulada (LOE) permite uma interpretação paleoambiental das ilhas com uma geocronologia relativamente precisa dos episódios e processos geomórficos e antropogênicos do Quaternário Tardio. Idades relativas obtidas na sedimentologia e datação de seus depósitos sedimentares são recorrentes ao interstício Pleistoceno/Holoceno relacionadas às mudanças climáticas do UMG (Último Máximo Glacial) ocorridas entre 10.000 a 6000 anos AP, e mais recente de pulsos climáticos entre cerca 6.000 a 2000 anos como a Pequena Idade do Gelo e as oscilações das anomalias atmosféricas episódicas do El Niño e outros sistemas como os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS).

Os pulsos climáticos frios-secos e quentes-úmidos da denominada Pequena Idade do Gelo (Little Ice Age – LIA) que ocorreu em paralelo um período de condições secas (~800-1200 AD), denominado de Anomalia Climática Medieval (Medieval Climate anomaly – MCA), e suas repercussões sobre as paisagens do Nordeste Brasileiro, com enfoque no Semiárido, foram discutidas em várias pesquisa climatológicas e interdisciplinares (SUGUIO, 2008; VIANA et al., 2011; NUNES; VILAS BOAS; SILVA, 2012).

Melo e Marengo (2008), ao simular os efeitos climáticos do Holoceno Médio na América do Sul com modelos de circulação geral da atmosfera, suscita que os pulsos climáticos estão relacionados com as oscilações da temperatura na superfície do mar e sua circulação termo-halina decorrentes de mudanças no padrão geral da Órbita da terra e mudança de consegue dos ciclos sazonais de insolação.

Neste sentido, Nunes, Vilas Boas e Silva (2012), ressaltam que a compreensão integrada da evolução das paisagens regionais e locais perpassa pelo papel da interação entre processos paleoclimáticos e tectônicos.

Os fenômenos de El Niño e outras anomalias climáticas assume consequências alarmantes na paisagem semiárida, sobretudo pela sazonalidade e escassez da precipitação, como flagelos sócio-econômicos para as populações associados a eventos extremos como as secas e inundações (SILVA, 1999; CAVIEDES, 2001; KANE, 2001; GURJÃO et al., 2012).

Caviedes (2001), alerta para intercorrência espaço-temporal destes fenômenos e que mesmo com certa regularidade, o monitoramento não é suficiente para a imprevisibilidade ou variação dos efeitos ambientais na paisagem. Todavia, o mesmo autor (Caviedes, (2001), relaciona alguns anos como os de 1958, 1971, 1983 e 1992, dentre as secas mais prolongadas e severas no nordeste brasileiro, relacionadas aos efeitos do El Niño atuante no Oeste da América do Sul (Tabela 04).

**Tabela 04 - Grandes Secas no Nordeste do Brasil entre os anos de 1500 e 2000 (Secas mais prolongadas e severas indicadas em negrito).**

---

|            |           |           |
|------------|-----------|-----------|
| 1557-1558* | 1804      | 1951      |
| 1574*      | 1809-1810 | 1953-1958 |
| 1583*      | 1816      | 1971      |
| 1587*      | 1824-1825 | 1983      |
| 1603       | 1827      | 1992      |
| 1614       | 1830      |           |
| 1692       | 1833      |           |
| 1710-1711  | 1844-1845 |           |
| 1721       | 1877-1879 |           |
| 1723-1727  | 1888-1889 |           |
| 1736-1737  | 1891      |           |
| 1744-1745  | 1893      |           |
| 1754       | 1900      |           |
| 1760       | 1902      |           |
| 1772       | 1904      |           |
| 1774       | 1907      |           |
| 1777-1778  | 1915      |           |
| 1784       | 1919      |           |
| 1790-1793  | 1931      |           |

---

Fonte: Caviedes, 2001 (\*Extraído da lista de precipitações anuais em Fortaleza, realizado por Serra em 1973).



### 3. OS COMPONENTES FÍSICOS DA NATUREZA E SEUS REFLEXOS NAS ILHAS DO MASSANGANO E RODEADOURO

#### 3.1 Aspectos Climáticos

O clima na área onde se encontram as ilhas é semiárido, quente e seco com chuvas irregulares e concentradas no período de verão (ANDRADE; LINS, 1970).

A temperatura média é de 27 °C e a precipitação em torno de 500 mm. Observa-se a tendência de redução das chuvas durante o período entre 2004 a 2015, predominando médias de precipitação anuais abaixo dos 500 mm, evidenciando a atuação de secas associadas ao ENSO (El Niño/Oscilação Suldoeste), mas conhecido como El Niño (Tabela 05).

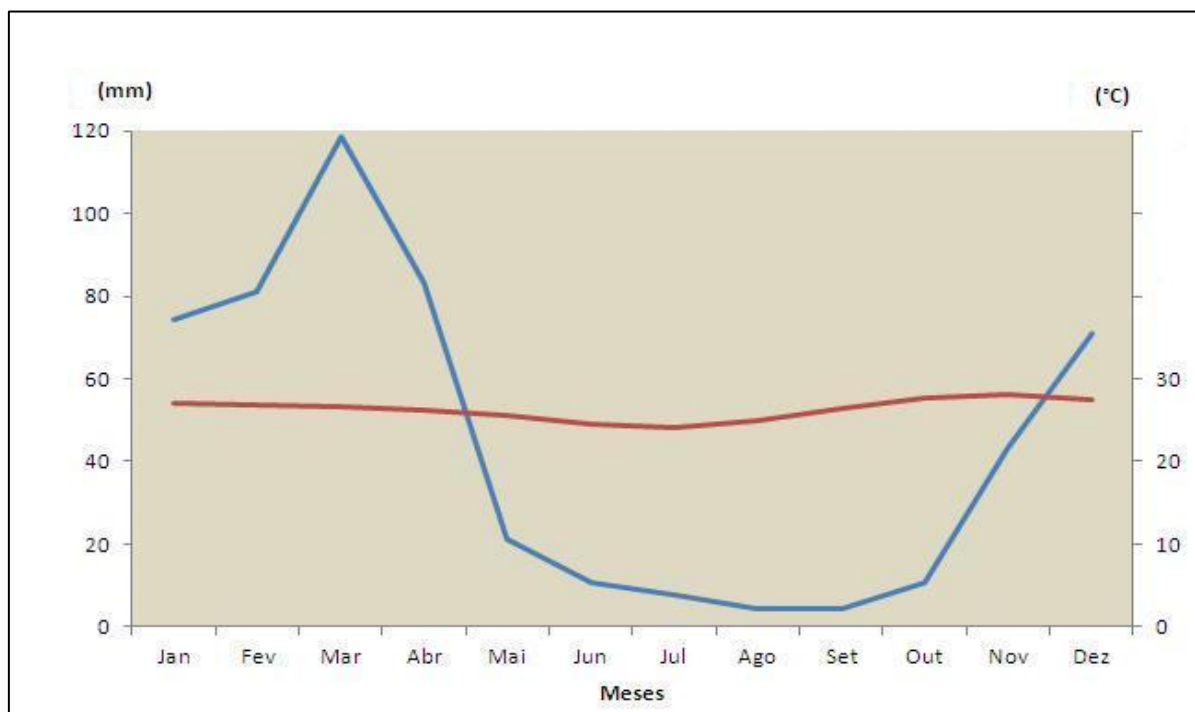
Neste período se destacaram eventos climáticos extremos nos anos de 2004 e 2009 com eventos de concentração pluviométrica de curta duração e em 2012 com uma forte estiagem. No primeiro período, só no mês de janeiro houve um acumulo de 451,3 mm e um total de 786,5 mm. Já no segundo, com menor intensidade, se registrou 223,3 mm no mês de abril totalizando anualmente 808,4 mm. Tais eventos foram associados a SC (sistemas convectivos) decorrentes da atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) na região. No ano de 2012 houve um total de apenas 107,2 mm, sendo considerado um ápice dos efeitos do El Niño e o consequente agravamento da seca na região.

**Tabela 05 - Precipitação média anual/mensal no período de 2005 a 2015, Núcleo Irrigado de Bedouro/Petrolina-PE.**

| Anos | Meses |       |       |       |      |      |      |      |     |       |      |       | Total |
|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-----|-------|------|-------|-------|
|      | Jan   | Fev   | Mar   | Abr   | Mai  | Jun  | Jul  | Ago  | Set | Out   | Nov  | Dez   |       |
| 2004 | 451,3 | 214,1 | 56,0  | 16,7  | 5,3  | 2,8  | 5,0  | 0,0  | 0,8 | 8,8   | 24,7 | 1,0   | 786,5 |
| 2005 | 78,4  | 80,1  | 165,9 | 31,9  | 55,8 | 40,0 | 2,6  | 6,2  | 0,0 | 0,0   | 10,4 | 40,3  | 525,1 |
| 2006 | 2,6   | 81,7  | 101,8 | 62,3  | 3,5  | 7,6  | 7,5  | 0,2  | 8,0 | 2,9   | 74,9 | 14,2  | 367,2 |
| 2007 | 35,6  | 145,9 | 4,0   | 12,2  | 7,4  | 0,5  | 9,2  | 1,6  | 1,6 | 0,0   | 10,5 | 38,1  | 266,6 |
| 2008 | 27,0  | 75,1  | 183,4 | 165,0 | 12,1 | 4,6  | 0,3  | 1,2  | 0,0 | 0,0   | 0,0  | 54,6  | 523,3 |
| 2009 | 45,7  | 127,0 | 152,9 | 223,6 | 85,4 | 14,5 | 3,6  | 1,0  | 0,0 | 105,7 | 0,0  | 49,0  | 808,4 |
| 2010 | 8,9   | 77,5  | 91,0  | 148,3 | 11,9 | 14,0 | 12,2 | 0,0  | 2,7 | 18,2  | 0,0  | 164,5 | 549,2 |
| 2011 | 12,2  | 19,9  | 73,3  | 89,8  | 68,2 | 2,0  | 5,7  | 21,1 | 0,0 | 0,6   | 14,8 | 27,9  | 335,5 |
| 2012 | 6,3   | 61,5  | 4,0   | 0,0   | 14,3 | 5,7  | 0,9  | 2,4  | 0,0 | 0,0   | 11,9 | 0,2   | 107,2 |
| 2013 | 70,8  | 0,0   | 4,2   | 37,8  | 7,3  | 4,4  | 9,5  | 1,9  | 1,1 | 0,8   | 25,5 | 184,5 | 347,8 |
| 2014 | 8,4   | 31,3  | 6,2   | 55,6  | 4,8  | 1,0  | 6,8  | 3,9  | 1,5 | 0,3   | 65,3 | 31,2  | 216,3 |
| 2015 | 9,0   | 46,0  | 44,0  | 92,0  | 42,0 | 1,0  | 12,0 | 1,0  | 0,0 | 2,0   | 0,0  | 19,0  | 268,0 |

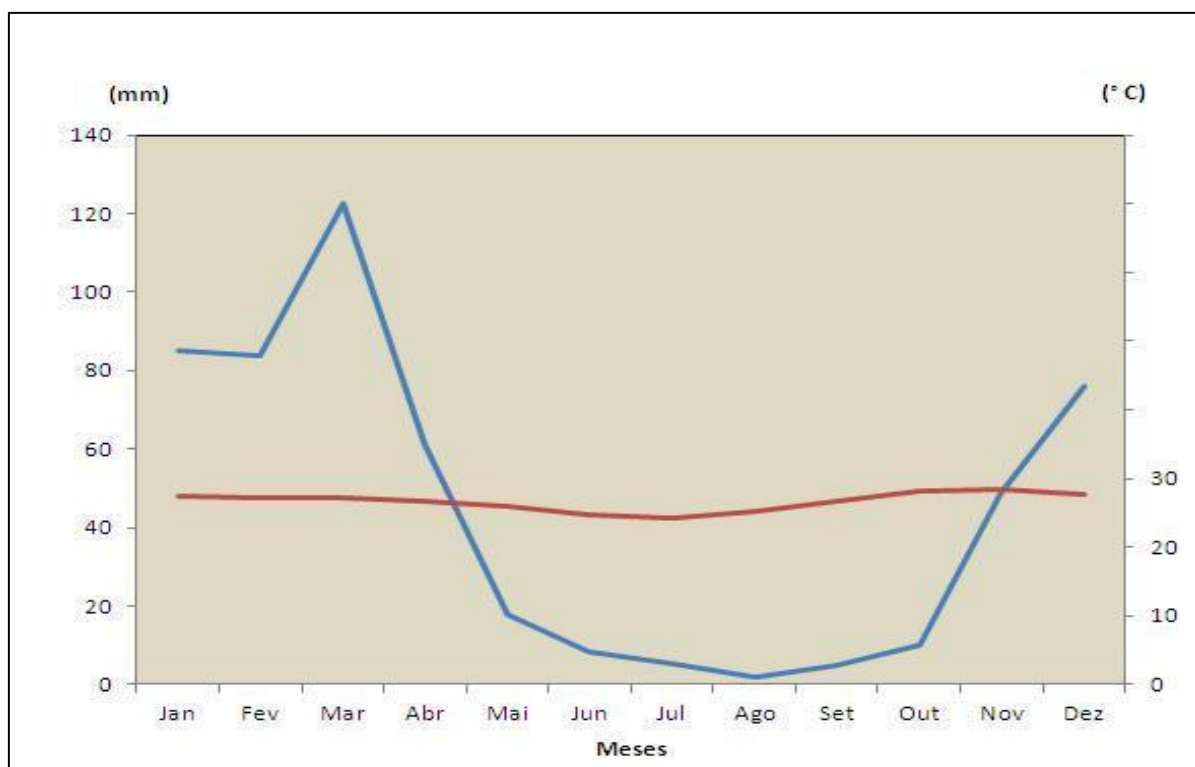
Fonte: Estação Agrometeorológica de Bebedouro - EMBRAPA/Semiárido, 2015.

O regime de chuvas irregular e concentrada em curtos períodos do ano, sobretudo nos meses de janeiro a março, e a predominância de temperaturas superiores a 26 graus, caracterizam o déficit hídrico e a semiaridez acentuada da região (Figuras 13 e 14).



**Figura 13.** Perímetro Irrigado Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação e Temperatura média mensal, 1963-2015.

**Fonte:** Estação Agrometeorológica de Bedeouro, EMBRAPA/Semiárido, 2015.



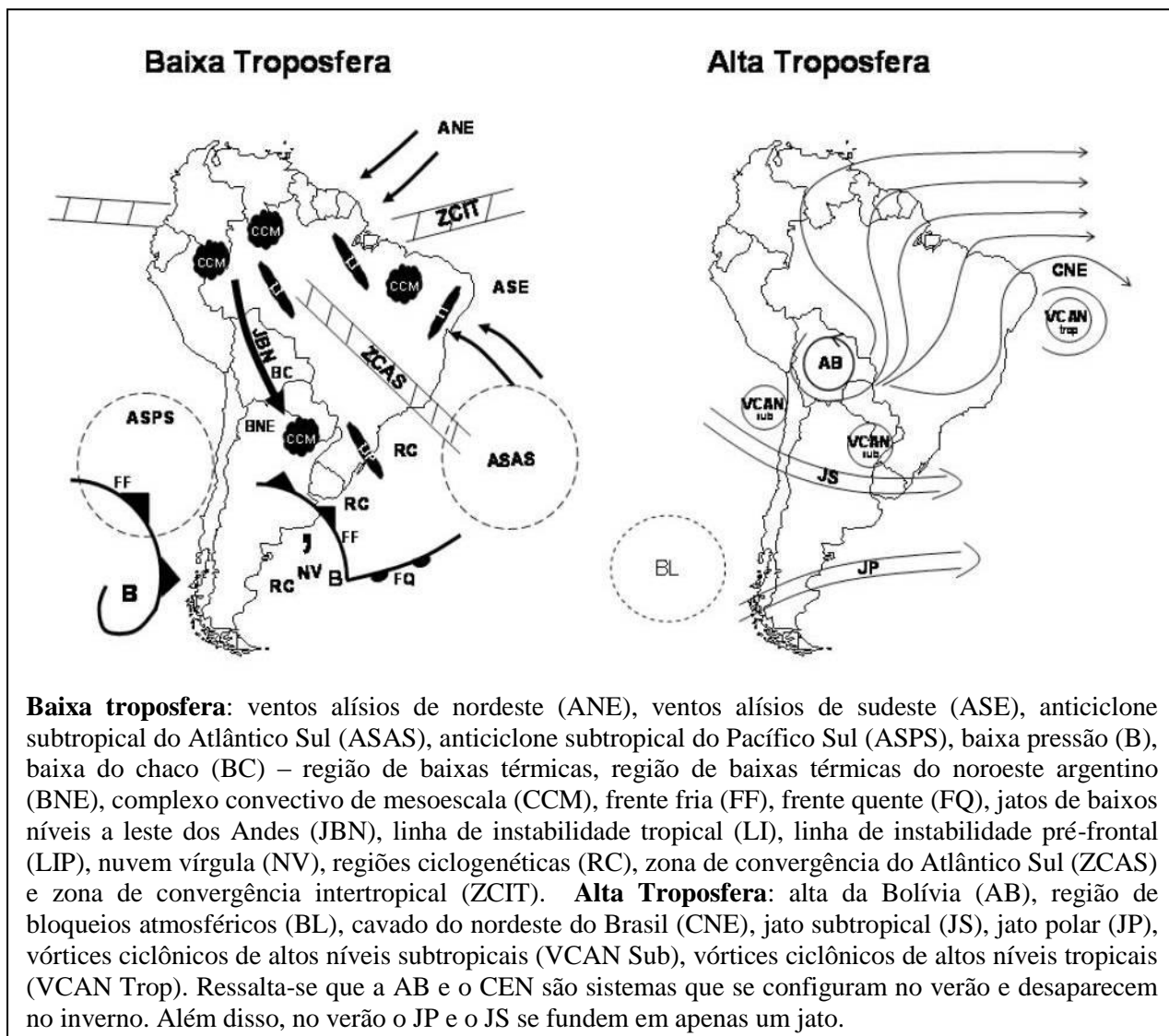
**Figura 14.** Mandacaru, Juazeiro-BA, Precipitação e Temperatura média mensal, 1965/2015.

**Fonte:** Estação Agrometeorológica de Mandacaru, EMBRAPA/Semiárido, 2015.

Segundo a ANA/SPR/PAE (apud MMA, 2006), a evapotranspiração da região hidrográfica do Submédio São Francisco, atinge uma média anual de 1.550 mm a 2.700 mm na parte mais seca da bacia hidrográfica.

Estes elementos climáticos caracterizam a condição de semiaridez predominante em toda região do Submédio São Francisco, e em grande parte do extremo ocidental do Nordeste Brasileiro. Este fato está atrelado aos sistemas atmosféricos irregulares que atuam nesta região, sobretudo interferindo diretamente na distribuição espacial e temporal das chuvas que ocorrem de forma concentrada provocando aguaceiros enérgicos em curtos períodos do ano, comumente no verão, e prolongam as estiagens. Dentre estes sistemas se destacam os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Linhas de Instabilidade (derivadas das frentes frias de sudeste). Além disso, ressalta-se as grandes flutuações interanuais que provocam eventos extremos como as secas severas e as enchentes.

Segundo Reboita et al. (2010), os baixos totais pluviométricos são decorrentes da atuação dos movimentos subsidentes na região, que fazem parte de uma circulação leste-oeste, na qual o ramo ascendente está associado a convecção da Amazônia e o descendente no oceano Atlântico Sul. Neste caso, parte deste ramo descendente atinge diretamente o Nordeste. O resultado é uma oscilação em que no inverno, com a intensificação da subsidência atrelada a circulação anticiclônica de Hadley, situada na região da ZCIT, pronuncia-se o tempo seco. Por outro lado, a ZCIT no final do verão e início do outono, posiciona-se mais ao sul proporcionando baixas pressões, que com a atuação dos ventos alísios, aumenta o transporte de umidade e favorece a precipitação na região (Figura 15).



**Figura 15.** Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul.

**Fonte:** Reboita et. al. (2010), adaptado de Satyamurty et al. (1998; p. 125).

**Os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS)** são um dos sistemas mais importantes para a dinâmica climática da região Nordeste do Brasil, principalmente em seu regime pluviométrico. Trata-se de vórtices com baixa pressão em altos níveis que se caracteriza por subsidência na região central e forte atividade convectiva em seu entorno exibindo uma circulação termal direta. Originado nas latitudes tropicais do oceano Atlântico Sul atua em quase todo ano no nordeste brasileiro, com exceção dos meses de inverno (junho a agosto), tendo maior intensidade durante o verão, no mês de janeiro, onde se propaga na direção oeste provocando precipitação na parte central e sul e às vezes promovendo atividade convectiva no norte (BARBOSA, 2006; GAN; KOUSKY, 1982).

Segundo Lira (2014), a posição dos centros destes vórtices (VCAS), inibidores de nuvens, são os responsáveis pelos chamados veranicos durante a estação chuvosa. Ainda estudos de Paixão e Gadu (2005 apud LIRA, 2014) demonstram que a formação deste sistema está associada à intensificação do anticiclone da Alta Bolívia (AB) juntamente com a influência de sistemas frontais provenientes de altas latitudes. Já Figueiroa (1997), atribuiu como principal fator para a sua formação o calor latente em baixos níveis próximos à costa dos Estados do Espírito Santo e da Bahia.

Neste direcionamento, Barbosa (2006), enfatiza a atuação dos sistemas frontais na distribuição da precipitação no nordeste brasileiro que associados aos sistemas convectivos tropicais, como o caso da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e da região da Alta da Bolívia com fraca atividade convectiva e pressões de 200hp, aumenta a precipitação durante o período chuvoso. Ao contrário, quando a ZCIT e os sistemas frontais não interagem diretamente e ocorre intensa convecção sobre a região da Alta Bolívia, registra-se uma redução nos totais pluviométricos.

**Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM)** são aglomerados de nuvens com forma circular, que possuem curto tempo de vida (média de 12 horas), causam precipitação intensa e normalmente ocorrem de forma isolada (REBOITA et al., 2012). Contudo estes fenômenos meteorológicos podem secundariamente, se originarem pela divisão de bandas nebulosas.

**Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)** trata-se do principal sistema atmosférico produtor de precipitação no Nordeste do Brasil, caracterizado como uma massa de nuvens (largura de algumas centenas de quilômetros) formada pela ascendência zonal e convectiva do tipo cumuliformes que resultam em expressivas precipitações (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Este sistema forma-se na região de convergência dos ventos alísios de Nordeste e sudeste (ANE e ASE), oriundos do anticiclone subtropical dos hemisférios Norte e Sul, e tem variabilidade associada a sua mobilidade sazonal e interação com outros sistemas, como o cavado do nordeste do Brasil (CNE), a zona de máxima temperatura da superfície do mar (TSM), de máxima convergência e a banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todos atuando sobre a faixa equatorial dos oceanos (UVO, 1989; GARCIA, 2010).

A mobilidade da ZCIT na região evidencia-se com a alternância das estações chuvosas que ora ocorrem com extremos de deficiência ou abundância, que Hastenrath e Heller (1977 Apud MELO et al., 2000) defendem estar relacionada com o deslocamento das altas subtropicais do Atlântico Sul (AAS) e Norte (AAN) em direção ao Equador. Tais autores

citados por Garcia (2010), associam o deslocamento da ZCIT ao conjunto destes fatores, pelo qual ocorre de norte-sul com o período aproximado de um ano, chegando a latitudes mais ao norte (cerca de 8° N) nos meses de agosto e setembro, e latitudes mais ao sul (aproximadamente 1° N), nos meses de março e abril. Carvalho e Oyama (2011) demonstram em observações sobre o comportamento da precipitação temporal e espacial da ZCIT, que em escala mensal, a largura e intensidade tendem a diminuir ao atingir as suas posições mais austrais, quando ocorrem nos meses de fevereiro, março e abril.

Em relação à dinâmica da ZCIT, também ocorrem oscilações com maiores frequências, em questão de dias a semanas. Um exemplo direto dessa variação se dá especificamente na bacia baixa do São Francisco pelo qual faz parte sua região submédica, onde o posicionamento mais ao sul durante março a abril da ZCIT é determinante para a estação chuvosa (SOMOZA, 2010).

Hastenrath e Heller (1977 apud MELO et al., 2000) acrescentam ainda que os anos de seca estão associados a expansão AAS em direção ao Equador e a retração da AAN em direção ao pólo, concomitantemente com o deslocamento para o norte do cavado equatorial CNE. Nestes anos, a ZCIT se localiza ao norte de sua posição climatológica. O inverso ocorre em anos chuvosos, ou seja, deslocamento da AAN em direção ao Equador e retração da ASS em direção ao pólo. Neste momento a ZCIT posiciona-se entre 5° a 6° de latitude sul. Outro fator que influenciam para a deficiência das chuvas no Nordeste são anomalias positivas de TSM no Atlântico Norte e Pacífico Equatorial Leste e negativas no Atlântico Sul e Pacífico equatorial Oeste, como no caso do ENSO (El Niño/Oscilação Suldoeste). Decorre que geralmente nos anos mais secos na porção norte do Nordeste do Brasil as águas estão mais aquecidas e a alta subtropical menos intensa no Atlântico Subtropical Norte, no mesmo tempo em que as águas estão mais frias e a alta subtropical mais intensa no Atlântico Subtropical Sul. Cenário inverso ocorre nos anos chuvosos (MELO et al., 2002).

**Linhas de Instabilidades (LI)** são sistemas meteorológicos de mesoescala atuantes no nordeste do Brasil constituídos por bandas de nuvens que provocam chuvas convectivas e torrenciais, normalmente do tipo *cumulus* e organizadas em forma de linha. Sua formação decorre do acúmulo da radiação solar incidente sobre a região tropical, intensificando-se no final da tarde e início da noite quando a convecção atinge o ponto máximo (CABRAL, 2014; LIRA, 2014). Para Massanbani e Correia (1988), outro fator que contribui para o incremento da LI é a aproximação da ZCIT, sobretudo nos meses de fevereiro e março, além da atuação de sistemas frontais provindos da região sudeste e precipitações isoladas ou em aglomerados, alcançando picos com precipitação próxima a tropopausa.

### 3.2 Aspectos Geológicos

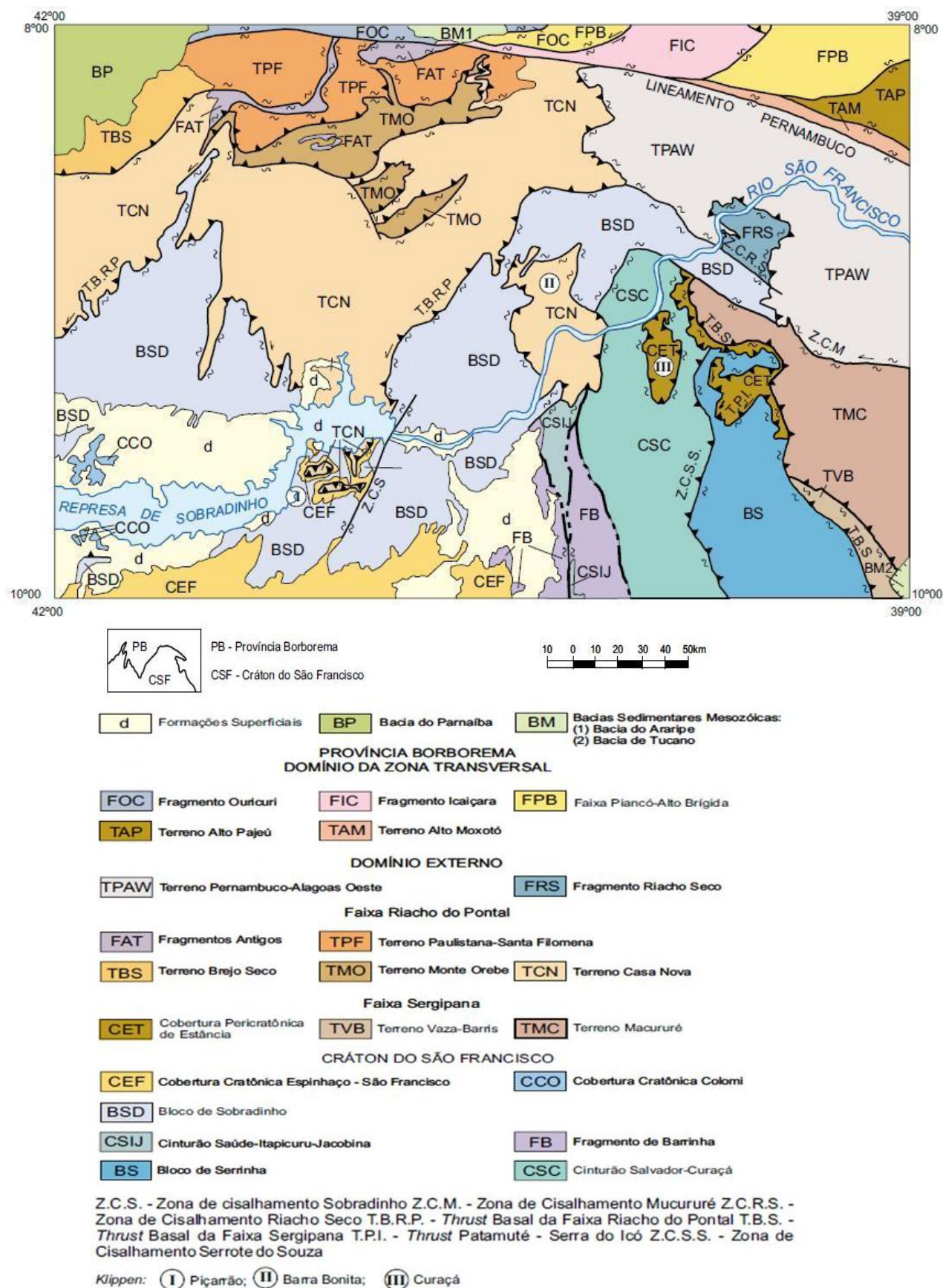
As ilhas do Massangano e Rodeadouro, segundo Almeida et al (1977), fazem parte do arcabouço tectônico e litológico pertencente a província estrutural Craton do São Francisco (Figura 16).

A Província Craton do São Francisco (CSF) é definida por Almeida (1977), como uma entidade de consolidação pré-brasileira, que tem suas origens desde o período Arqueano até o Neoproterozoico, estando representada na área por sua terminação N-NE. Agrega no seu embasamento suítes metaplutônicas, sequências metavulcano-sedimentares, *greestone belts* e cinturões granulíticos de idade arqueana a paleoproterozoica. É capeado discordantemente por metassedimentos paleoproterozoicos e por sedimentos meso e neoproterozoicos litificados, não dobrados ou afetados por uma tectônica epidérmica (*Thin-skin*), e por coberturas superficiais pelítico-psamítico-psefíticas e carbonáticas, de idadesércio-quaternárias e quaternárias.

Trompette et al. (1992) destacam que o Craton do São Francisco, da mesma maneira que outras províncias geológicas brasileiras (cerca de 600 milhões de anos - Ma) foi definida por Almeida em 1967 como plataforma do São Francisco. Nela o Craton englobava parte dos metassedimentos hoje atribuídos a Faixa Brasileira Araçuaí, adquirindo os limites atuais apenas em 1977 pelo mesmo autor.

A referida Província configura a apófise ocidental de um enorme cráton, ocupando a parte central do *Gondwana* Ocidental, o Cráton do Congo (ou Zaire) – São Francisco que teria se dividido em dois a partir da abertura Atlântico Sul. Contudo, até o momento, mesmo com a restrição de estudos estruturais que conteste esta deformação, a noção de um único Craton, preconizada por Almeida (1977), tem sido utilizada até hoje na literatura brasileira. Torquato e Cordani (1981 apud Trompette et al. 1992), relatam que as Faixas Brasileiras Sergipana e Araçuaí se unem ao longo da costa atlântica distinguindo-o do Zaire (Congo), considerando o fato de não haver nenhum argumento estrutural ou geocronológico que possam comprovar essa reconstituição.





**Figura 16.** Província Estrutural Craton do São Francisco, contexto Tectônico.

Fonte: CPRM, 2001.



Neste sentido, Teixeira e Canzian (1994), defendem que, de forma geral, o quadro evolutivo heterogêneo além de estar relacionado ao sua dinâmica crustal policíclica (Arqueano e Proterozóico), também sofre influência de uma complexa história tectonotermal subsequente, associada ao próprio contexto tectônico do Continente Gondwana Ocidental durante o Neoproterozóico.

Recentemente, Hasui (2012), relatata que o Craton São Francisco constitui-se por um embasamento com rochas arqueanas e do Paleoproterozoico (Pós-Transamazônico), além de coberturas e migmatitos do Paleoproterozoico (Pós-Transamazônico) ao Cambriano. Enfatiza ainda que apenas no final do Neoproterozoico, a cerca de 520 Ma (milhões de anos), a partir das convergências do Evento Brasileiro nas suas Bordas o Cráton passou a integrar o Megacontinente Gondwana. Neste processo se originaram cinturões orogênicos como o da Mantiqueira, do Tocantins e da Borborema, e consequentes deformações com dobras e falhas visíveis nos supergrupos Espinhaço e São Francisco, como também bacias de antepaís em estágio de transição, e Klippen, carregadas na porção norte pelo Sistema Borborema (HASUI, 2012).

As unidades geológicas restritas as ilhas e região adjacente, inseridas no Craton do São Francisco possuem idades cenozoicas quaternárias (Neógeno), de limite Terciário-Quaternário, Paleoproterozoica e arqueana (Neoarquea, Paleoarqueana e Mesoarqueana) (Figura 17).

A geologia correspondente a esta configuração tectônica e litológica nas Ilhas se insere totalmente no Cráton do São Francisco que tem seu embasamento dividido em dois segmentos crustais essenciais, oeste e leste. O primeiro corresponde ao Bloco de Sobradinho (BS), enquanto o segundo se constitui em direção oeste-leste, pelas unidades tectônicas Fragmento Barrinha (FB), Cinturão Saúde-Itapicuru-Jacobina (CSIJ), Cinturão Salvador-Curaçá (CSC) e Bloco Serrinha (BS) (ANGELIN, 2001). Dentre estes segmentos, o oeste onde se situa o Bloco de Sobradinho e os das formações superficiais cenozoicas resultantes das Coberturas Plataformais Quaternárias, são os que se destacam e influenciam diretamente na formação físico-ambiental da área de estudo (ALCANTARA et al. apud TORRES, 2014; CPRM, 2014).

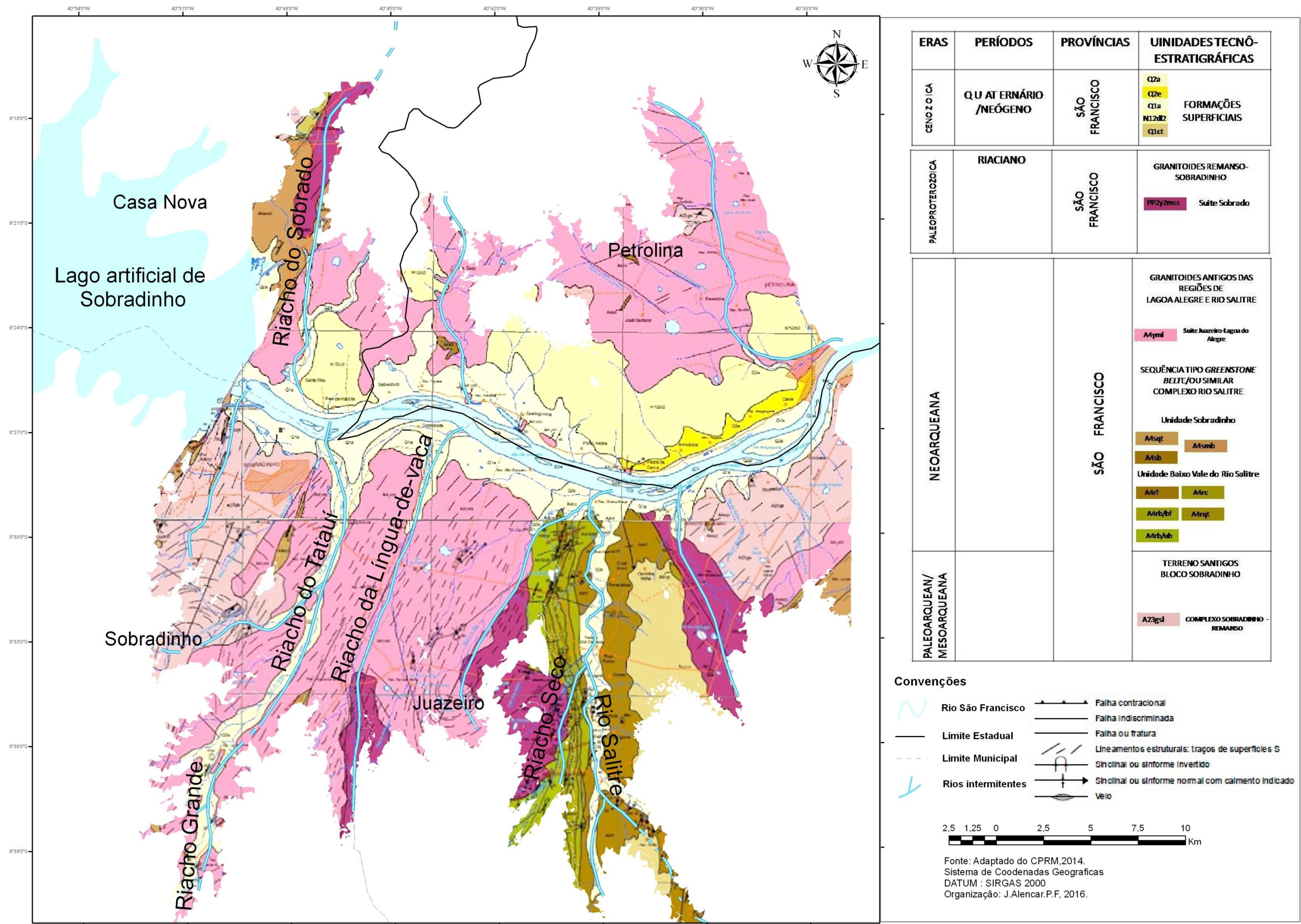


Figura 17. Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Submédio São Francisco, Geologia. Fonte: Adaptada das folhas geológicas de Petrolina e Campo dos Cavalos 1:100.000, CPRM, 2014.



O Segmento Crustal Oeste, ou seja, o do Bloco de Sobradinho também representado pela sigla BSD, faz parte dos blocos mesoarqueanos constituídos pela associação de complexos granito-gnáissicos e *greenstone belts* (ALEXANDRINO, 2008; ALMEIDA, 1977; MANTESSO-NETO et al., 2005; TEIXEIRA et al., 2000) agregando as seguintes unidades (CPRM, 2014):

**Complexo Sobradinho-Remanso (A23gs)** – Formações com idades entre os períodos Paleoarqueano e Mesoarqueano, 3,6-2,8 Ga (bilhões de anos), constituídas por rochas ortognaissicas migmatíticas com coloração que variam de cinza, cinza-esbranquiçado e cinza-rosado, granulação fina a média, e por vezes média, e composição tonalítica a granodiorítica, apresentando bandamento composicional descontínuo com espessuras centimétricas a decimétricas ou migmatizado onde evoluem para migmatito nebulítico. São encontradas também estruturas complexas de redobramento e figuras interferências, além de enclaves de rochas máficas e restos de rochas supracrustais.

**Complexo Rio Salitre (A4r e A4s)** – abrange dois segmentos fisicamente separados: Unidade Baixo Vale do Rio Salitre localizado no sul do rio São Francisco, no Estado da Bahia; Unidade Sobradinho que ocorre em ambos os lados do rio São Francisco, norte e sul. Segundo Dalton de Souza et al. (1979), este complexo compreende uma sequência de rochas metavulcano-sedimentares afetadas por metamorfismo na fácies xisto verde que posteriormente foi redefinida por Ribeiro et al. (2003 apud SANTOS RIBEIRO, 2005) ao se ater localmente as fácies anfibolito baixo/médio como uma sequência de associação granito-*greenstone* ou *greenstones belts* ou similares.

No primeiro segmento ou **Unidade Baixo Vale do Rio Salitre** são encontradas na região estudada cinco subunidades rochosas:

- Filito e xisto (A4rf) com intercalações de metassilito, metarcórseo e metagrauvaca com tonalidades que variam de cinza-esverdeados, cinza-claros a cinza-esbranquiçados mosqueados por nódulos esverdeados escuros. Estes possuem granulação afanítica a fanerítica fina, siltico-arenosas, exibindo estratificação cruzada de médio porte e acamadamento gradacional. São compostos de quartzo, plagioclásio, muscovita/sericita, clorita, cloritóide, traços de epidoto e biotita opacos (magnetita);

- *Metachert* (A4rc) com coloração negra a esfumada, em estrato fino a laminado, contendo óxido de ferro e material carbonoso, constituído por quartzos e traços de opaco e pinta, onde por vezes ocorre jaspilite intercalado;

- Metavulcânica máfica e meta ultramáfica (A4rb/bf) com intercalações de metafélsica com tonalidades cinza-esverdeada-escuras, orientadas e foliadas. Estas possuem granulação fina a média, envolvendo anfibolito a clonita-hornblenda anfibolito e tremolito. Assim como, composto de hornblenda, (actinolita), plagioclásio, tremolita-actinolita, epidoto, traços de biotita, quartzos e opacos (magnetita);

- Quartzito (A4rqt) com coloração variegada, às vezes com núcleos esbranquiçados, foliado, recristalizado, localmente cataclasado. Possui granulação que varia de fina a grossa, contendo quartzo, plagioclásio, anfibólio (tremolita) e microclima.

- Metamáfica/metaulttramáfica (A4rb/ub) com coloração cinza-esverdeada-escura, negra a levemente esverdeada, verde-clara e castanho-amarelada. São foliadas com granulação fina a média, compreendendo hornblenda anfibolito, tremolito e tremolita-actinolita-xisto. Constituem-se de anfibolito plagioclásio e tremolita-actinolita, epidoto, traços de biotita, quartzos e opacos (magnetita).

No segundo segmento ou **Unidade Sobradinho** são três unidades:

- Quartzito (A4sqt) branco variegado, com granulação fina, foliado a maciço, cataclástico, recristalizado, friável. Composto por quartzo, biotita, muscovita, sericita e traços de clorita, que as vezes nomina o quartzito. Pode apresentar raras lentes de formação ferrífera bandada com fácies óxidos.

- Rocha Metabásica (A4sb) com tonalidade verde-clara a verde-escura e marrom quando sofre alteração. Possui granulação fina a média, foliação incipiente a deformada, sendo composta de anfibólio (tremolita-actinolita), hornblenda, plagioclásio e micas. Ocorre como xisto associada à paragnaisse, micaxisto e filito.

- Filito/filonito e micaxisto (A4smb) de cores variadas com granulação fina a média, deformados, milonitizados, compostos de micas (biotita, muscovita e sericita), quartzo e anfibólio, podendo ainda conter cianita sillimanita (fibrolita).

**Granitóides antigos das regiões de Lagoa Alegre e Rio Salitre (A4yml)** – formações rochosas que datam do período Neoarqueano entre 2,8 a 2,5 Ga, representada pela unidade Suíte Juazeiro-Lagoa do Alegre composta por auge nortognaisse com feições migmatíticas de tonalidades cinza-esbranquiçados a rosados, granulação finos a grosseiros, por vezes augens, de composição seienogranítica, monzogranítica, granodiorítica e tonalítica. Apresentam algumas peculiaridades como porfiroclastos de K-feldspato de até 5cm de comprimento que ocorrem em matriz fina a média, constituída por quartzo, feldspato e biotita. Também contém enclaves/xenólitos dos complexos: Rio Salitre, Lagoa do Alegre e Sobradinho-Remanso; Podem, além disso, apresentar estruturas de migmatização, figuras de

interferências dos tipos domos a bacias, bumerangues e laços, superposta por uma foliação e crenulação, que podem evoluir para uma foliação milonítica.

**Granitóides Remanso-Sobradinho (PP2y2mss)** – formações rochosas com idades entre 2,3 a 2,05 Ga, originadas no período Riáciano, que aparecem na Suíte Sobrado com metagranito a metagranodiorito porfirítico. Possuem coloração cinza com porções rosadas, a raras pontuações esverdeadas de plagioclásio alterado, granulação média/grossa a porfirítica e por augen, constituído por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, muscovita, por vezes, hornblenda, contendo pórfiros de microclima e de plagioclásio. Apresentam foliação incipiente, feições primárias preservadas e enclaves de supracrustais e ortognaisses arqueanos.

**Formações Superficiais Cenozóicas** – São formações geologicamente recentes do período Quaternário com idades inferiores a 2,588 Ma, e do Néogeno com idades entre 23,05 – 2,588 Ma, que se constituem de depósitos elúvio-coluviais com extensas coberturas de sedimentos inconsolidados a pouco consolidados de composição areno-siltítica e areno-argilosa, localmente laterizados e/ou com fácies carbonáticas, podendo ocorrer nas suas porções inferiores horizontes conglomeráticos, como também de depósitos de sedimentos terrígenos (areias, argilas e conglomerados) e sedimentos aluviais arenosos areno-argilosos de granulometria fina a grosseira com intercalações de siltes e argilas (LIRA, 2014). Tais formações ocorrem na região de estudo representada pelas seguintes unidades (CPRM, 2014):

- Depósitos aluvionares recentes (Q2a) compostos de sedimentos areno-argilosos com granulação fina a média, coloração variegada, com restos de matéria orgânica, intercalações de cascalhos, seixos e matacões.

- Depósitos eólicos fáceis lençóis de areia (Q2e) constituídos por sedimentos inconsolidados, selecionados, com tonalidade branca a cinza-claro, granulação fina a média, formas arredondadas a subarredondadas.

- Depósitos aluvionares antigos (Q1a) formados por sedimentos areno-argilosos, granulação finos a médios, cor variegada, com restos de matéria orgânica, intercalações de cascalhos, seixos e matacões diversos.

- Coberturas detritolateríticas (N12dl2) compostas de sedimentos inconsolidados, areno-argilosos, com variedades ferruginosas e carbonáticas, granulação finos a médios, em parte recoberta por cascalhos e com nódulos arredondados de óxidos de ferro, por vezes de crosta laterítica.

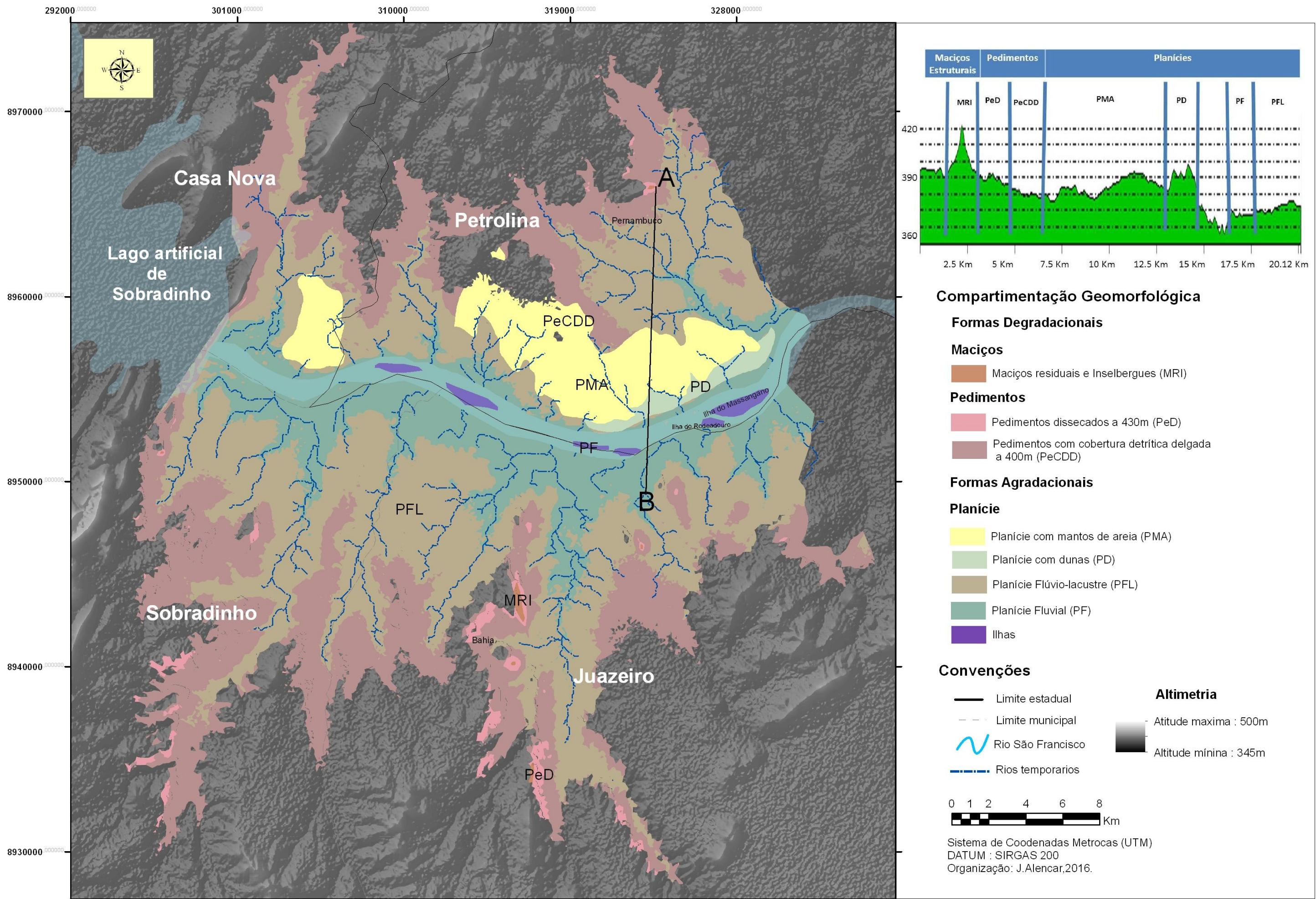
- Calcário da denominada Formação Caatinga (Q1ct) com coloração branca e bege, composição maciça, micro a criptocristalino marmorizado, poroso e pulverulento, com nódulos e concreções silicosas, estruturas de dissolução e fragmentárias, brecha calcífera, calcrete e por vezes conglomerática.

### **3.3 Aspectos Geomorfológicos**

A área de estudo se encontra inserida nas unidades Morfoestruturais Depressão Sertaneja e/ou do São Francisco, e Planícies Poligenéticas. A primeira unidade compreende uma extensa área rebaixada e aplainada, onde os processos denudacionais superaram os agradacionais, formando vastas superfícies erosivas com numerosa diversidade de litologias e arranjos estruturais. Esta situação resulta no aparecimento de relevos residuais como inselbergs associados às litologias do cristalino, além dos chapadões modelados em sedimentos cretáceos, a exemplo das chapadas do Araripe, no interior de Pernambuco e Ceará, e do Apodi, nas proximidades do Litoral do Rio Grande do Norte (AB'SABER, 1969; ROSS, 2009). A segunda unidade abrange terrenos mais ou menos planos, modelados pelos processos agradacionais em condições e eventos diversos, como fluvial, lacustre e eólica (LIRA, 2014).

Nas adjacências das ilhas correspondentes a estas duas unidades morfoestruturais encontram-se três compartimentos geomorfológicos na Depressão Sertaneja e cinco nas planícies poligenéticas (Figura 18). Nas áreas abrangidas pela Depressão Sertaneja observa-se a presença dos Maciços residuais e Inselbergues, Pedimentos com Coberturas Detríticas Delgadas e Pedimentos Dissecados em altitudes de 410 a 430m (Figura 19). Nas Planícies Poligenéticas ocorrem às planícies fluvio-lacustre, fluvial, com dunas, com mantos de areia e pontualmente terraços fluviais (Figura 20).





**Figura 18.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Submédio São Francisco, Compartimentos Geomorfológicos, 2016. **Fonte:** Adaptado de Lira, 2014 (folhas geológicas de Petrolina e Campo dos Cavalos 1: 100.000 - CPRM, 2014; SRTM, 2011).





**Figura 19** – Submédio São Francisco, Depressão Sertaneja sobressaltando pedimentos, maços residuais e inselbergs. **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



**Figura 20** – Submédio São Francisco, relevo de Planícies Poligenéticas. **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



Segundo o RADAM Brasil (1983), tais compartimentos de relevo abrangem depósitos sedimentares ao longo da planície do rio São Francisco onde se formam várzeas, terraços aluviais e campos de areias fluvio-eólicas do Médio São Francisco; e os remanescentes do escudo exposto nas depressões interplanálticas do Pediplano Sertanejo.

Os Maciços Residuais e Inselbergs se formam por processos de dissecação de estruturas maciças, assumindo feições rochosas isoladas na paisagem. Apresentam vertentes íngremes por ação das intempéries físicas, sendo sujeito a movimentos gravitacionais, que originam de vez em quando, depósitos de talús em sua base (Figura 21).

Os pedimentos dissecados e os pedimentos com coberturas detríticas delgadas correspondem aos modelados de pediplanação ou aplanamento da extensa superfície erosiva Sertaneja (RADAM, 1973). Os primeiros são áreas moderadamente planas e com embasamento rochoso, delimitadas por maciços residuais servindo como área de retiradas de sedimentos e intercaladas por níveis pedimentares pouco dissecados sem coberturas sedimentares. Os segundos se formam com pavimentos detríticos resultantes da erosão laminar nas fácies mais finas da superfície sobrejacente, situando-se entre os pedimentos dissecados e as planícies fluvio-lacustres.

As Planícies Fluvio-Lacustre, Fluvial, com Dunas, com Mantos de Areia e os Terraços Fluviais correspondem a modelados com processos morfogenéticos de origens e eventos diversos, destacando-se os de acumulação fluvio-eólica e coluvial ocorrentes nas áreas marginais e terraços da planície do rio São Francisco e nas formações sub-aquosas como as barras e ilhas ao longo do canal e de seu próprio leito (RADAM, 1973).



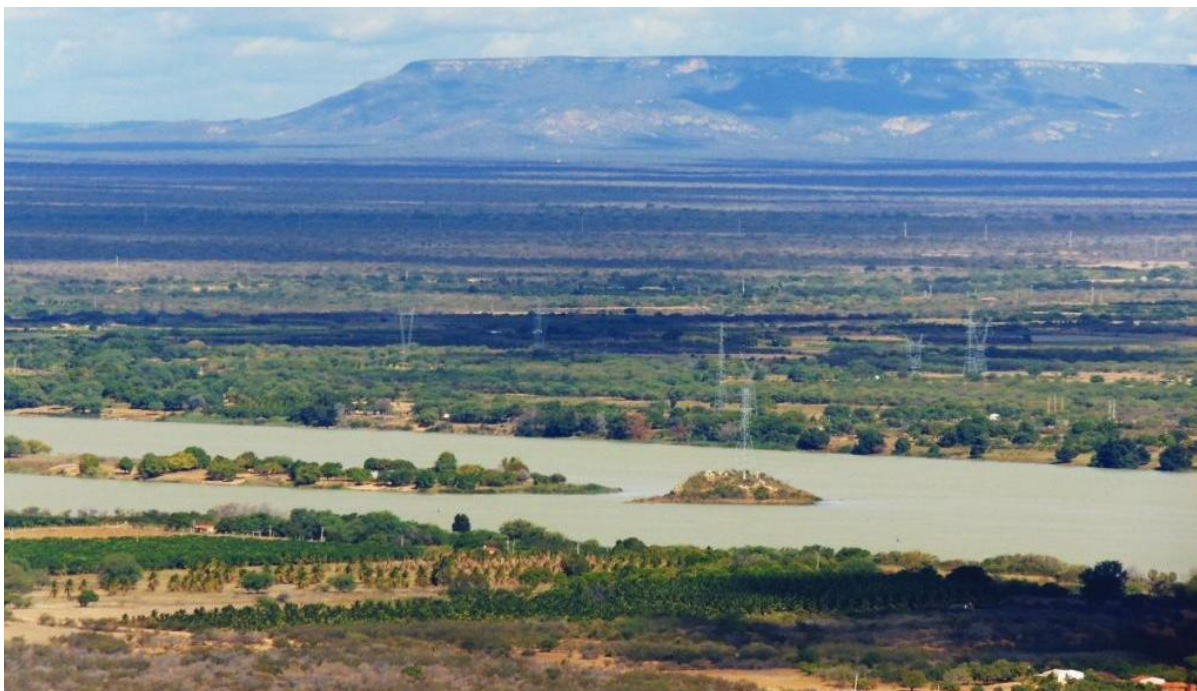
**Figura 21.** Submédio São Francisco, adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, inselbergue em área pediplanada. **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

A Planície Fluvio-Lacustre corresponde as áreas de inundação ou as de Enxurradas, situadas em locais mais afastados do rio São Francisco, outrora constituídos por diques que se romperam durante enchentes ou resultante da convergência de leques de espriamento coluviais, cones de dejeção e/ou da concentração de depósitos de enxurradas nas partes terminais das rampas de pedimentos (bajadas) (RADAM, 1983). Esta deposição preenche feições planas ou abaciadas com sedimentos finos e bem selecionados, sujeita a inundações periódicas, podendo apresentar drenagem arréica e/ou comportar lagoas fechadas associadas à rede de drenagem, onde geralmente ocorrerem solos solodizados (playas) (Figura 22).



**Figura 22.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Planície Fluvio-Lacustre com feições abaciadas e solos solodizados (playas). **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

A Planície Fluvial encontra-se modelada pela drenagem, que ocupando às áreas baixas e planas ao longo do rio São Francisco estão sujeitas a inundações periódicas, como às várzeas, formadas pela deposição de sedimentos arenosos transportados pelo rio (Figura 24).



**Figura 23.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Planície Fluvial ao longo das margens do rio São Francisco. **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

As Planícies com Dunas e com Mantos de Areia correspondem aos modelados de acumulação eólica que se formam por depósitos arenosos de origens diversas, remodelados pelo vento, apresentando-se em formas de dunas ou mantos arenosos (RADAM, 1983). As dunas próximas das margens do rio São Francisco são ativas e sofrem constante remobilização sobrepondo os terraços fluviais, apresentando-se predominantemente do tipo parabólicas (Figuras 24 e 25). Os mantos de areia ocorrem em áreas afastadas das dunas e são formados por depósitos eólicos menos desenvolvidos. Assume uma configuração inacabada e sem faces de deslizamento, com uma cobertura vegetal herbáceo-arbustiva baixa proveniente das condições climáticas mais amenas, fortemente degradada pela população local (Figura 26).





**Figura 24.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Dunas Parabólicas na margem esquerda do rio São Francisco, Petrolina-PE. **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



**Figura 25.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Margem esquerda do rio São Francisco, Dunas parabólicas sobrejacente em terraço fluvial. **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



**Figura 26.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Margem esquerda do rio São Francisco, Mantos de areia em área de mineração e ocupação de lazer. **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

Os terraços fluviais constituem-se de áreas planas, levemente inclinadas para o leito do rio, geralmente apresentando rupturas de declive próximo ao topo e as várzeas situadas em nível inferior, entalhadas devido às mudanças de condições de escoamento e consequente retomada da erosão (RADAM, 1983). Estas feições de relevo ocorrem de forma pontual na planície fluvial e são geralmente formadas por depósitos aluviais nas margens do curso principal do rio e de seus tributários, e por vezes, podem estar recobertas por sedimentos eólicos, como também pontualmente em áreas marginais das ilhas (Figura27).



**Figura 27.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Terraço Fluvial na margem do rio São Francisco recobertas por sedimentos eólicos. **Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

As ilhas fluviais, segundo Guerra (2011), são porções de terras emersas circundadas apenas por água doce e formadas pela sedimentação no leito do rio. No caso das ilhas do Submédio São Francisco, como as do Massangano e Rodeadouro (Figura 28), verifica-se que elas estão associadas ao comportamento da geomorfogenese do rio, e em particular do trecho em que estão situadas, demarcado por formações recentes de “barras centrais ou transversais” (Figura 29).

As barras e ilhas são resultantes de processos deposicionais de materiais e detritos (sedimentos) do escoamento das águas nos canais fluviais que ao se acumularem adquirem um perfil topográfico elevado em relação ao nível médio do rio, permanecendo emerso durante a maior parte do ano e recoberto ou não por vegetação gramínea ou arbórea. As barras se diferenciam das ilhas por sua menor altura em relação ao nível do rio, menor estabilidade (são frequentemente retrabalhadas no canal fluvial) e por não apresentarem vegetação arbórea. Portanto, as ilhas recentes representam a evolução de barras por agradiação (SANTOS, 2005).





**Figura 28.** Submédio São Francisco, Recorte do leito do rio com Ilhas e barras fluviais.

**Fonte:** Google Earth, 2014.



**Figura 29.** Leito do rio São Francisco entre as ilhas do Massangano e do Maroto, Barra Fluvial tipo central. **Fonte:** Google Earth, 2014 (organização Luiz Lyra).

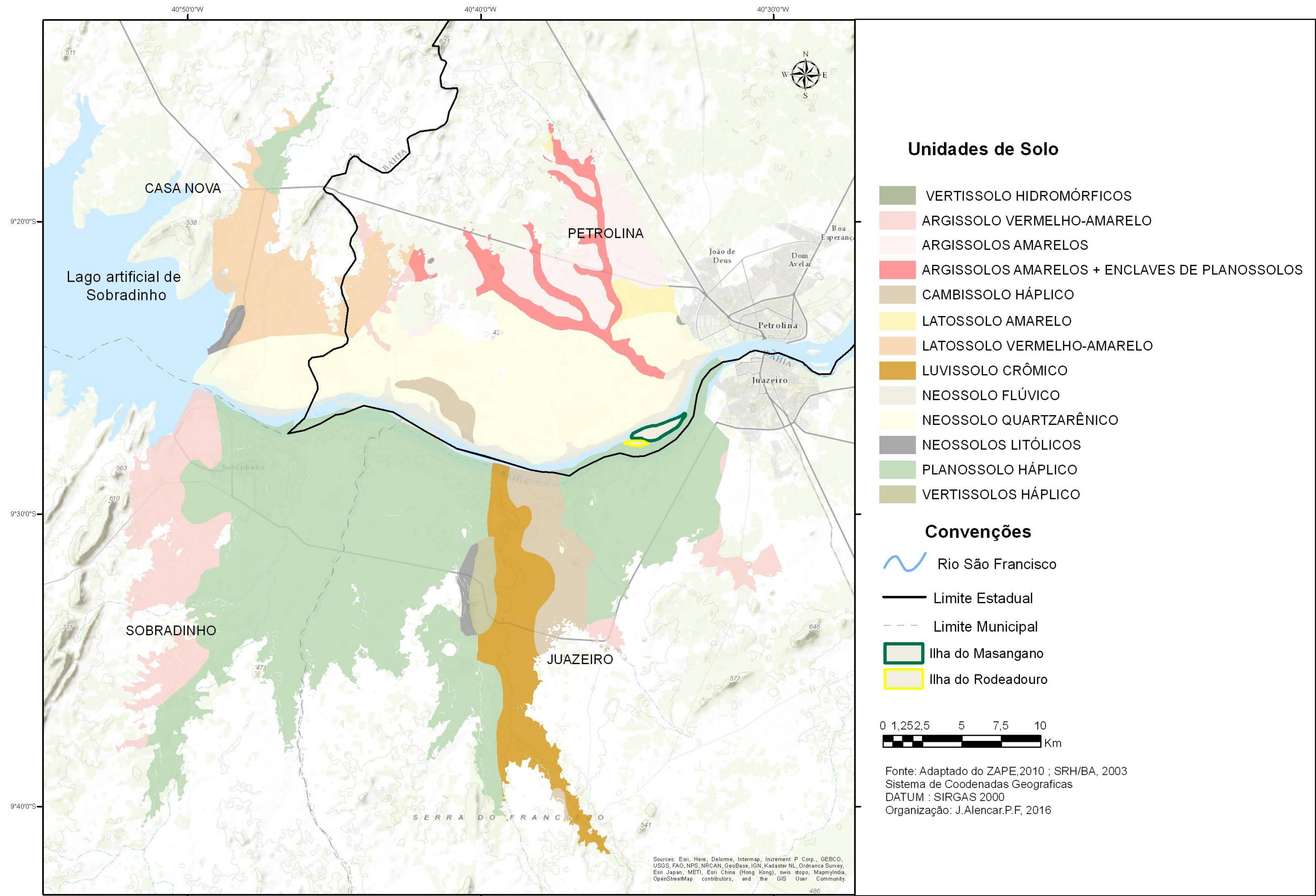


### 3.4 Aspectos Pedológicos

Na área de entorno e nas ilhas do Massangano e Rodeadouro, predominam os solos (Figura 30): Argissolos (Amarelo, Amarelo associado à planossolos, Vermelho-Amarelo), Cambissolos Háplicos, Latossolos (Amarelo e Vermelho-Amarelo), Luvisolos Crômicos, Neossolos (Flúvicos, Litólicos e Quartzarênicos), Planossolos Háplicos e Vertissolos (Háplicos e Hidromórficos) (SILVA et. al., 2001; SRB/BA, 2003).

Os Argissolos são constituídos por material mineral com argila de atividade baixa ou alta conjugada com saturação por bases baixa ou caráter alítico e horizonte B textural (Bt) imediatamente abaixo do horizonte A ou E. Apresentam profundidade variável e são forte a imperfeitamente drenados de cores avermelhadas ou amareladas e raramente brunados a acinzentados. A textura varia de arenosa a argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte Bt (EMBRAPA, 2006). Estes solos se enquadram na área de estudo nos tipos Amarelos, sobretudo ao norte do município de Petrolina-PE, Amarelos com enclaves Planossolos ao longo de baixadas e leitos fluviais intermitentes e Vermelho-Amarelos ao sul da Barragem de Sobradinho – BA.

Segundo Cunha et al. (2010), Os Argissolos são bastante susceptíveis a erosão, sobretudo quando a textura do horizonte A é mais diferente que a do B, ocorre cascalhos e o relevo é movimentado com forte declives. Nesta situação, não são indicados para o cultivo agrícola, mas apenas para pastagem e preservação florestal. Outra característica é o desenvolvimento a partir de materiais provenientes da alteração de sedimentos terciários/quaternários pouco espessos que recobrem rochas do cristalino, como micaxistos, biotitas, ortoganisses, granitos, entre outros (EMBRAPA, 2006).



**Figura 30.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Submédio São Francisco, Unidades Pedológicas. **Fonte:** Adpatado do ZAPE (2001) e da SRH/BA (2003).

Os Cambissolos são pouco desenvolvidos e se distingue por um horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial, com exceção dos hísticos de 40 cm ou mais de espessura, ou horizonte A chenzêmico que, neste caso, o B se constitui de argila de atividade alta e saturada por bases alta (EMBRAPA, 2006). Trata-se de solos não hidromórficos, que na área de estudo se restringem aos háplicos originários de coberturas sedimentares do Terciário, em relevos que variam de plano a suave ondulado, e possuem moderada susceptibilidade a erosão; são bem drenados e eutróficos, apresentam textura arenosa e estrutura fraca do tipo pequena e média em blocos subangulares e grãos simples. Sua consistência pode ser ligeiramente dura ou dura em seu estado seco; ligeiramente firme a firme, quando húmido, e ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado (CUNHA et al., 2010; 2012).

Os Latossolos são constituídos por material mineral em que o horizonte B é latossólico (Bw), ou seja, totalmente intemperizados logo abaixo de qualquer tipo de horizonte A, dentro de 200 cm da superfície do solo ou dentro de 300 cm, quando este possui mais de 150 cm de espessura. Geralmente possuem material com consistência muito friável, alta porosidade e colorações que variam entre avermelhadas, alaranjadas e amareladas. A textura varia de média a muito argilosa, estrutura formada de agregados subangulares, fracamente desenvolvidos, que se desfazem em outros muito pequenos (1 a 3 mm de diâmetro), porém são muitos compactos e estáveis, proporcionando uma alta permeabilidade mesmo quando são muito argilosos (EMBRAPA, 2006).

Segundo Lepsch (2011), o processo de latossolização ocorre comumente sobre condições de clima quente e úmido que induzem intensas transformações minerais, removendo íons básicos e sílica, e resultam em resíduo sólido rico em óxido de ferro e alumínio. Outro fator preponderante é a *biopertubação* na massa do solo proveniente da ação de cupins e formigas ao construírem seus ninhos no solo. O resultado são solos com cores avermelhadas, pequenas diferenciações de horizontes, ausência de horizonte onde há o acúmulo de argila (*horizonte iluvial*), baixa saturação por bases e minerais de argila do tipo caulinita e gipsita.

Na área de estudo ocorrem Latossolos Amarelos ou Latossolos Vermelho-Amarelo, ambos ao norte da margem esquerda do rio São Francisco, que são considerados solos relíquias situados em sopés de elevações residuais (inselbergs) ou acima do nível do atual terraço, representando fácies distais de leques coluviais provenientes da remoção de um antigo manto de intemperização minossialítico das elevações residuais, e/ou antigos depósitos de enchente, que preencheram depressões marginais ao largo do canal fluvial pretérito. Trata-se de solos herdados de flutuações paleoclimáticas e hidrológicas do pleistoceno tardio, e não correspondem aos processos pedogenéticos vigentes no contexto ambiental em que se encontram (CORRÊA; SOUZA; CAVALCANTI, 2014).

Os Luvisolos Crômicos (Figura 31) de ocorrência na área de estudo nas proximidades do rio Salitre, município de Juazeiro-BA, são solos compostos por minerais não hidromórficos, apresentando horiozonte B textural (Bt) com argila de alta atividade e caráter crômico em sua maior parte, variação de drenagem boa a imperfeita e predominantemente pouco profundos (60 a 120 cm), além de conter um horizonte A delgado sobre horizonte B avermelhado, por vezes com acúmulo de carbonato de cálcio. Possui uma sequência nítida de horizontes A, Bt e C, e visível diferenciação entre os horizontes A e Bt, devido ao contraste de textura, cor e/ou estrutura entre eles. Podem apresentar pedregosidade na parte superficial e propriedade solódica ou sódica, na parte subsuperficial. A coloração varia de avermelhada, amarelada e frequentemente brunada ou acinzentada, sobretudo no horizonte Bt. Sua estrutura é comumente em blocos, moderada ou fortemente desenvolvida, e/ou prismática, configurando-se angular ou subangular (EMBRAPA, 2006).





**Figura 31.** Margens do Rio Salitre, Juazeiro-BA, perfil de Luvisolo Crômico.

**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

Segundo Cunha (2012), os Luvisolos ocorrem em áreas de elevada deficiência hídrica anual e relevos planos a suave ondulados, além de alta erodibilidade decorrente da coesão e consistência do horizonte superficial e da expressiva mudança textural para o horizonte Bt. Lepsch (2011); Corrêa, Souza e Cavalcanti (2014) atribui às limitações destes solos, sobretudo quanto a sua rasura, no nordeste semiárido brasileiro, as seguintes condições: clima, com chuvas escassas e mal distribuídas; falta de umidade que dificulta a decomposição das rochas; ao alto teor de argila nos seus horizontes subsuperficiais dificultando a infiltração de água e intensificando a erosão superficial que após as enxurradas removem as partículas menores e leves como a argila, silte e areia, deixando os cascalhos e pedras maiores.

Os Neossolos são formados por material mineral, podendo englobar material orgânico pouco espesso (menor que 20 cm), sem alterações substanciais na sua origem devido à baixa atuação dos processos pedogenéticos. Tais condições se devem a características inerentes deste material, como maior resistência ao intemperismo ou composição químico-mineralógica, ou por influência dos fatores de formação (clima, relevo ou tempo), que podem impedir ou limitar sua evolução (EMBRAPA, 2006).

Estes solos predominam na área de estudo, principalmente na margem esquerda do rio São Francisco onde se prolonga a planície com a classe Flúvica e áreas de acumulação fluvio-eólica como mantos de areia e campos de dunas com a classe Quartzarênica, e em menor proporção a classe litólica próximos de relevos residuais como os inselbergues e pavimentos detríticos.

- Os Neossolos Flúvicos são derivados de sedimentos aluviais e ocorrem nas várzeas, planícies aluviais e terraços aluvionares de procedência holocênica (Figura 32). Possui textura indiscriminada associada à heterogeneidade e variação de classes texturais. A drenagem varia de excessivamente drenados nos mais arenosos, a imperfeitamente drenados nos mais argilosos. Está assentado numa estrutura de horizonte *glei*, ou horizontes com tonalidades pálidas, variegadas ou com mosqueamentos abundantes ou comuns de redução, que ao se encontrarem abaixo do horizonte A estão em profundidades superiores a 150 cm (CUNHA et. al., 2010). Para Lepsch (2011), apesar de estarem sujeitos a inundações, possuem uma espessura significativa favorável a implantação de culturas agrícolas por se desenvolverem em relevos aplainados.

- Os Neossolos Litólicos são aqueles mal desenvolvidos e rasos, apresentando horizonte A ou hístico assentados diretamente sobre a rocha matriz ou sobre material com 90% ou mais de sua massa composta por fragmentos de rocha com diâmetro maior que 2 mm, como cascalhos, calhaus e matacões, que tem contato lítico típico ou fragmentário dentro de 50 cm da superfície do solo; Como também horizontes B em formação, cuja espessura não corresponde a qualquer tipo de horizonte B diagnóstico (EMBRAPA, 2006). Segundo Cunha (2010), os Neossolos Litólicos ocorrentes na área possuem coloração do horizonte A geralmente brunada, textura franco-arenosa com cascalho e estrutura fraca, granulometria pequena a média, em blocos subangulares e grãos simples. A consistência na condição seca é ligeiramente dura e quando molhada é não plástica e não pegajosa. O horizonte C apresenta-se extremamente pedregoso e fragmentado com textura areio-franca. Desenvolvem-se a partir de rochas biotita-xistos e gnaisses, em relevo ondulado a forte ondulado, são bem drenados, mas são susceptíveis a erosão laminar e em sulcos (Figura 33).





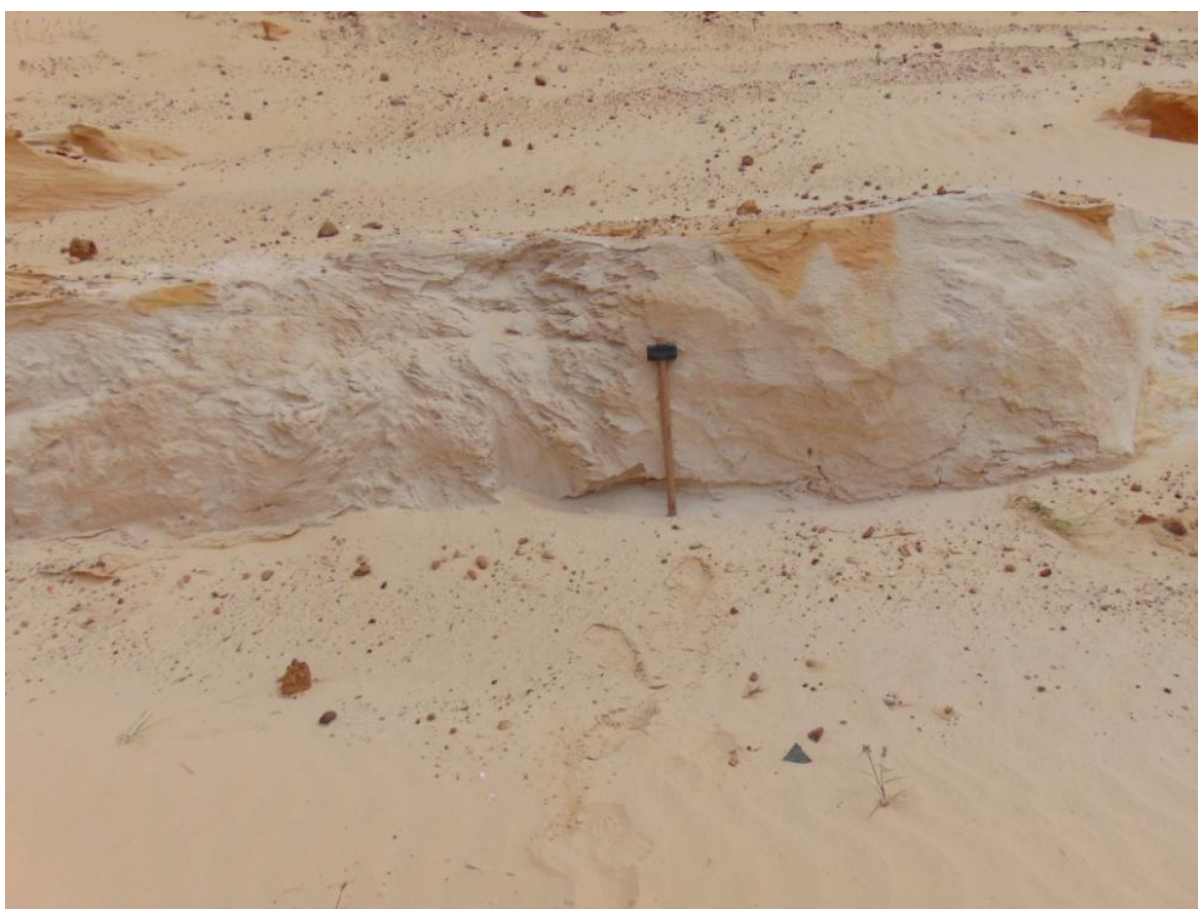
**Figura 32.** Margens do Riacho São Gonçalo, Juazeiro-BA, perfil de Neossolo Flúvico.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



**Figura 33.** Margens do Rio São Francisco, Juazeiro-BA, perfil de Neossolo Litólico com afloramento rochoso.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



- Os Neossolos Quartzarênicos (Figura 34), também não possuem contato lítico até uma profundidade de 50 cm e na sequência de A-C, mas apresenta textura arenosa ou areia franca em todos os horizontes até, no mínimo, uma profundidade de 150 cm a partir da superfície do solo ou até um contato lítico; São essencialmente quartzosos, com frações areia grossa e areia fina contendo 95% ou mais de quartzo, calcedônia e opala, e praticamente ausente de minerais primários alteráveis, ou seja, menos resistente ao intemperismo. Apresentam atividade coloidal muita baixa e baixa capacidade de retenção de água e nutrientes, apesar de sua profundidade, devido à baixa adesão e coesão tem elevada erodibilidade (EMBRAPA, 2006).



**Figura 34.** Areial nas margens do Rio São Francisco, Petrolina-PE, perfil de Neossolo Quartzarênico  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

Segundo Cunha (2010) sua ocorrência, sobretudo no município de Petrolina, está atrelada a alteração de coberturas pedimentares e a composição litológica com xistos–micaxistos numa maior profundidade (horizonte C). São geralmente bem drenados, bastante permeáveis e com baixa retenção de umidade. São quimicamente pobres devido à lixiviação exigindo um manejo periódico com fertilizantes para o cultivo agrícola.



Os Planossolos Háplicos (Figura 35) são constituídos por material mineral com horizonte A ou E seguidos de horizonte B plânico, não coincidente com horizonte plântico ou glei (EMBRAPA, 2006). Neste sentido, o horizonte A é superficial ou subperifical de elúvio, imperfeitamente ou mal drenados, com textura leve, que contrasta com o horizonte Bt subjacente, e em decorrência da umidade em que são expostos apresenta tonalidades de redução e/ou mosqueamento. Apresenta nos horizontes subsuperficiais adensamento e teores elevados de argila dispersa, ocasionando, por vezes, retenção de água acima do horizonte B, ou seja, subsolo. Outra característica é a estrutura forte com grandes blocos angulares no Bt plânico, que com frequência tem forma cúbica ou, estrutura prismática, colunar, e ou ainda maciça. Geralmente ocorre em topografia baixa, planas e às vezes abaciadas como o caso das grandes extensões de baixadas de drenagem ao sudoeste do rio São Francisco, na maior parte do município de Juazeiro-BA (CUNHA, 2010).



**Figura 35.** Margens do Rio São Francisco, Juazeiro-BA, perfil de solo Planossolo Háplico.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

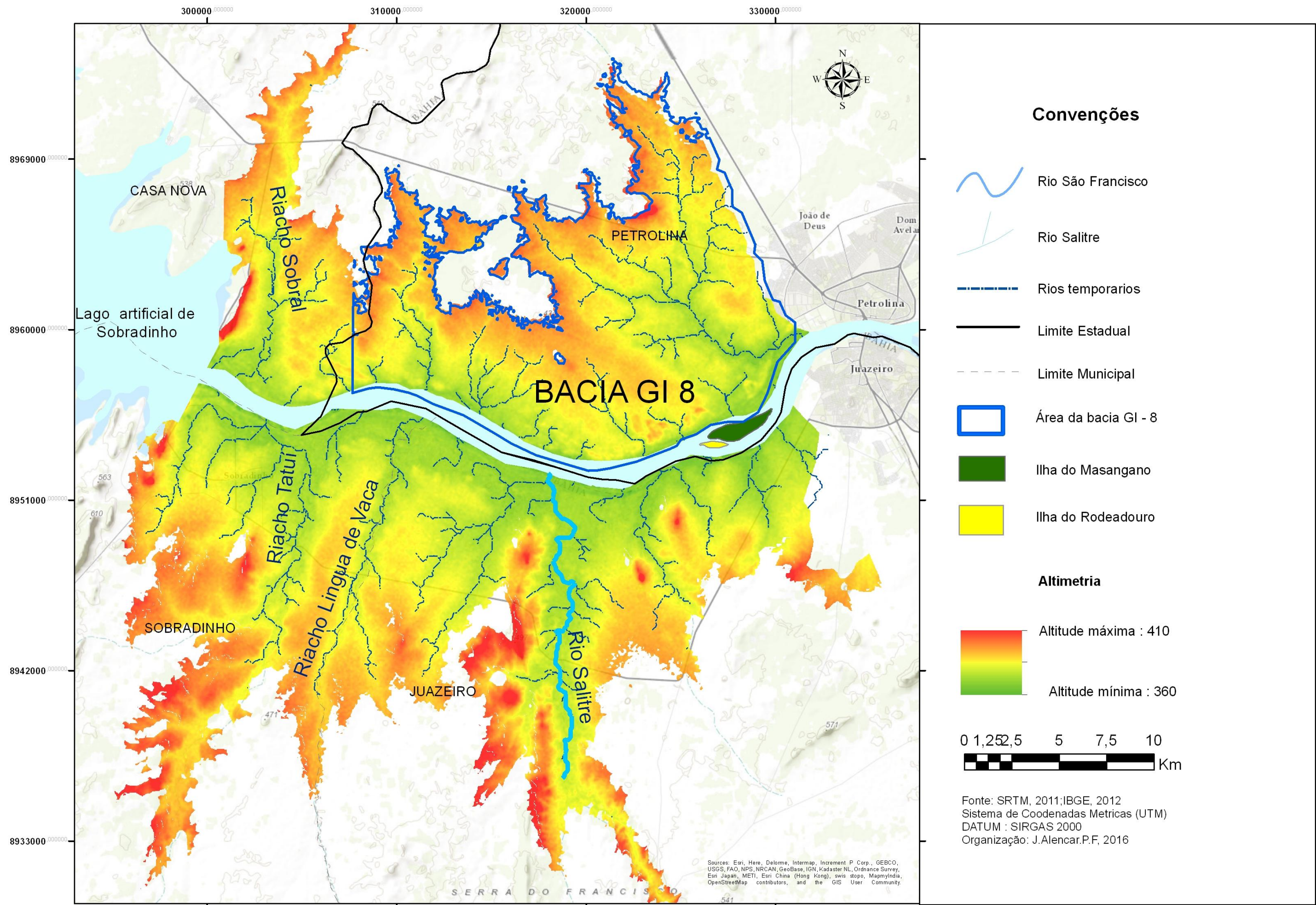
Os Vertissolos são solos compostos de material mineral com horizonte vértico entre 25 a 100 cm de profundidade e relação textural insuficiente para identificar um B textural (Bt) e que apresentam algumas peculiaridades, como teor de argila, mesmo após ser misturado e homogeneizado, nos 20 cm superficiais, de no mínimo 300g/Kg de solo; fendas verticais no período seco, com pelo menos 1 cm de largura, atingindo, no mínimo, 50 cm de profundidade, exceto nos casos de solos rasos, onde o limite mínimo de 30 cm de profundidade; ausência de material em contato lítico, ou horizonte petrocálcico, ou ainda duripã dentro dos 30 cm iniciais de profundidade; em áreas irrigadas ou mal drenadas, o coeficiente de expansão linear deve ser igual ou superior a 0,06, ou a expansibilidade linear é de 6 cm ou mais; e também ausência de qualquer tipo de horizonte B diagnóstico acima do horizonte vértico. Estes solos se desenvolvem com o acúmulo de sedimentos aluvionares do quaternário em eventos de baixa energia, com influência de rochas xistosas do embasamento, associado a uma drenagem deficiente, que favorece o enriquecimento de elementos como o cálcio e o magnésio. Situam-se muitas vezes nas áreas de inundação do rio como lagoas marginais ou paleocanais. As classes que ocorrem na área de estudo são os solos Hidromórficos e Háplicos (EMBRAPA, 2006).

Segundo Cunha (2010), os Vertissolos apresentam coloração bruno-acinzentada muito escura no horizonte superficial (A) decorrente da penetração de matéria orgânica no interior do perfil, e cores acinzentadas em subsuperfícies associada a uma hidromorfia temporária resultante da presença de água confinada pela topografia de depressão fechada, ou seja, de lagoa.

### 3.5 Aspectos Hidrográficos

A hidrografia da área faz parte da bacia do rio São Francisco, especificamente da sua porção Submédica, em que confluem 19 tributários intermitentes, sobressaindo-se alguns deles, como o Pontal, o Brígida, o Terra Nova, o Pajeu e o Moxotó na margem esquerda; e o Salitre, o Tourão, o Poço, o Curaçá, o Vargem e o Macureré na margem direita (MMA, 2006). Contudo, dentre estes, tem maior influência para a área de estudo, as ilhas do Massangano e Rodeadouro, parte dos afluentes da margem esquerda associados ao Grupo de Bacias de Pequenos Rios Interiores (GI8) e o da direita o rio Salitre (Figura 36).





**Figura 36.** Adjacências das Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Submédio São Francisco, Hidrografia. **Fonte:** SRTM, 2011; IBGE, 2012.



A maioria destes afluentes são intermitentes ou temporários, com canais de primeira a segunda ordem, configurando um padrão de drenagem dentritico e de baixa hierarquia. A exceção de perenidade exótica se volta para a calha principal que percorre, desde a sua nascente no rio Samburá em Minas Gerais até sua foz, no oceano Atlântico, uma distância de 2.863 km (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2003a). Neste percurso o perfil predominante é de planalto desnudado com desníveis topográficos que variam de mais de 1000 metros de altitude nas suas cabeceiras a 220 m na sua desembocadura, apresentando declives acentuados que formam corredeiras e fortes cachoeiras de grande potencial hidroelétrico, onde se instalou um complexo de usinas para produzir energia para a região e grande parte do País. (ANDRADE, 2009).

O trecho Submédio, percorre 568 Km de extensão desde a barragem de Sobradinho (BA) até a cidade de Belo Monte (AL), correspondendo a 18,4 % da área total da bacia, ou seja, 117.351 Km<sup>2</sup>, e contribuindo com uma vazão média de 5,7 % da vazão total da bacia que é de 2.850m<sup>3</sup>/s (Op Cit, 2003).

Este recorte da bacia, concentra uma população de 2.475.322 milhões de habitantes, abrangendo parte do território dos Estados da Bahia, Pernambuco, Alagoas e Sergipe (IBGE, 2000).

A GI8 limita-se ao norte com a bacia do rio Pontal, ao sul e a leste com o São Francisco, e a oeste com o Estado da Bahia. Forma-se com a confluência de pequenos riachos na margem esquerda do rio São Francisco, onde se destacam os riachos Vitória, das Porteiras, Salina, Bebedouro e Imburana. No recorte de estudo, apenas o riacho Vitória faz parte da área de influência a jusante das ilhas, os demais são pequenos tributários que adquirem volumes de água mais expressivos somente nos períodos chuvosos.

Os canais da bacia GI8 e do rio Salitre são predominantemente retilínios e controlados pela estrutura geológica por meio da adaptação dos drenos às redes de fraturas. Também é perceptível um grande número de canais de primeira ordem que demandam diretamente os canais principais ou de segunda ordem, conformando uma rede de baixa hierarquia de drenagem.

Em especial o rio Salitre nasce na Boca da Madeira, município de Morro do Chapéu e segue em direção sul-norte, desaguando no São Francisco em Juazeiro, percorrendo uma extensão de 333,24 Km. A bacia formada por ele tem uma configuração estreita e alongada, com uma área de drenagem total de 13.467, 93 Km<sup>2</sup>, recebendo tributários intermitentes devido a condição de semiaridez em que se encontra toda sua área, dentre os quais se destacam os riachos da Conceição, Baixa do Sangrador, Vareda Caatinga do Moura, Riachão,

Riacho das Piabas que drenam para a margem direita; e os riachos do Orlando e do Escurial, além dos rios Morim, Preto e Pacuí situados na margem esquerda (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2003b).

A região hidrográfica do Rio Salitre se subdivide em três setores: Alto, Médio e Baixo. O Alto e o Médio se destacam pelo potencial hídrico subterrâneo atrelado as suas condições hidrogeológicas predominantemente cársticas influenciadas pelas estruturas geológicas regionais e outros condicionantes pré-existentes, como falhas, diáclases, limites impermeáveis, e aos gradientes hidráulicos superficiais e subterrâneos que constituem as zonas de recarga, circulação e descarga do aquífero. Outra característica importante são as vazões de água subterrânea congruentes para as drenagens superficiais, como ocorre com o aquífero Tombador que contribui com a reserva de água do aquífero carste do próprio rio Salitre (RIBEIRO, 2004).

Dentre as regiões hidrográficas do Salitre a única que se insere na área de estudo é a do Baixo Salitre, no município de Juazeiro-BA, nas proximidades de sua desembocadura no rio São Francisco. A sub-bacia do Baixo Salitre situa-se entre os Distritos de Engendo do Pacuí e Alazão, no município de Campo Formoso, onde nas proximidades do Distrito de Abreus, recebe água do riacho Pacuí reduzindo sua intermitência com escoamento na maioria dos meses do ano e possibilitando o desenvolvimento da agricultura irrigada de médio porte de frutas e hortaliças (BRITO et al, 2004).

### 3.6 Aspectos da Cobertura Vegetal

A cobertura vegetal predominante na área de estudo é a caatinga, também classificada segundo o IBGE (2012), como Savana-Estépica. Trata-se de uma formação vegetal peculiar ao rigor dos climas semiáridos com chuvas temporárias e torrenciais intercaladas em longo período seco, onde prevalece espécies de plantas espinhosas decíduais, que mesmo estando inserido no espaço intertropical sul, se apresenta floristicamente homóloga das áreas estépicas dos climas temperados pré-andinos da Argentina e da Bolívia. Algumas famílias genealógicas se destacam, como a *cactaceae* e seus generos *Cereus jamacaru* DC, *Pilosocereus*, *Pereskia* e *Melocatus*, além de espécies de outras famílias como a *Amburana acreana* (Emburanas) e a *Schinopsis brasiliensis* (Baraunas ou Braunas).

Segundo Trochain (1955 apud IBGE, 2012, p. 50), “a Savana-Estépica deve ser precedida do termo Savana por sua fisionomia tropical no qual as árvores, arbustos e ervas estão presentes de forma relevante, sem uma clara dominância fisionômica das árvores.”

Varios pesquisadores, sobretudo botânicos e geógrafos, como Luetzelburg (1922-1923), Dárdano de Andrade-Lima (1964; 1966), Vasconcelos Sobrinho (1970), Ab’ Saber (1974) e Dora Romariz (1996), desenvolveram estudos fitogeográficos neste bioma, considerado único e exclusivo no mundo, que apresenta uma diversidade de formações associadas aos seus múltiplos fatores edafoclimáticos e a condição ecológica. Para Ab’Saber (op cit) em particular, existe dentro da vastidão semiárida do Brasil Nordeste, pelo menos, dois subcores, diferenciados por variáveis estruturais, litológicas e hidrológicas...

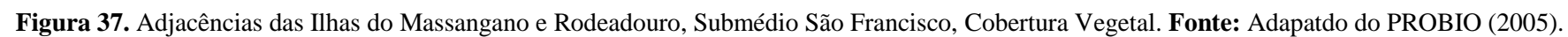
“A medida que nos afastamos dessa área semiárida principal diferenciam-se, e até certo ponto, multiplicam-se os tipos de combinação regional das paisagens secas. Ocorrem sobretudo atenuações da semiaridez, escalonamentos e acréscimos nos tipos de vegetação (segundo a compartimentação da topografia e a orientação das encostas em relação aos ventos úmidos), maior número de meses da correnteza dos cursos d’água intermitentes e também faixas transitórias com precipitações médias mais elevadas”. (AB’ SABER, 1974, p. 3).

Exemplos desta variabilidade fitofisionômica da caatinga são as disjunções florísticas que acompanham as sensíveis alterações naturais e antrópicas do meio abiótico, principalmente pela interação relevo-clima-solo, como o caso dos “Brejos” de altitude ou exposição, lajedos com enclaves úmidos e subúmidos e as áreas de baixios e de inundação nas planícies flúvio-lacustres. Em relação aos brejos ocorrem remanescentes de floresta perenifolia e subperenifolia (mata serrana) que persistem em função da topografia relativamente elevada e amenidade climática dos efeitos orográficos de altitude e exposição,

além das oscilações sazonais pretéritas. Durante o quaternário, alternaram períodos de rigores climáticos mais secos e semi-áridos, ocasionando a retração das formações florestais em núcleos onde as condições ecológicas apresentavam-se mais favoráveis. Nestes, as espécies refugiaram-se e isolaram-se das populações parentescas, gerando uma diferenciação genética, e a conseqüente sub-especiação e até mesmo, a especiação, pois quando as condições de conectividade se restabeleciam, não foi possível, em muitos casos, a troca de alelos entre as diversas áreas disjuntas que anteriormente interligava-se num biótipo único (BIGARELLA; ANDRADE-LIMA; RIEHS, 1975).

O solo que abriga esta vegetação xeromórfica mas com biomassa significativa em termos de revestimento vegetal, representam um estoque em termos globais muito mais rico em massa e em importância agropastoril do que a média de outras regiões semiáridas. Contudo, não tem as mesmas potencialidades edáficas que as paisagens do ambiente tropical úmido (AB' SABER, 1974).

Na área de estudo esta relação é mais perceptível pois a disponibilidade hídrica do rio São Francisco possibilitou a intensificação das atividades agropecuárias (Ag) mesmo em terras mais afastadas da margem entre a planície e os pedimentos desnudados da paisagem em que se configura, com presença de solos mais rasos como os neossolos litólicos e quartzarênicos, ou quimicamente limitados, como os latossolos, Luvissolos e Planossolos. Nessas terras predominam a cobertura vegetal de Caatinga, ou seja, Savana-Estépica dos tipos: gramíneo-lenhosa (Tg) na parte sudoeste, entre os municípios de Juazeiro e Sobradinho; tipo Arborizada (Ta) nas partes nordeste e noroeste, entre os municípios de Petrolina e Casa Nova; e finalmente do tipo Parque (Tp) a nordeste do município de Juazeiro (Figura 37).





A Savana-Estépica Gramínio-Lenhosa é conhecida também como campo espinhoso e apresenta características florísticas e fisionômicas bem típicas, como um extenso cobrimento graminoso salpicado de plantas lenhosas anãs espinhosas (Figura 38); a Savana- Estépica Arborizada está estruturada em dois visíveis estratos: um arbustivo-arbóreo superior, esparso, com predominância de espécies nanofanerófitas periodicamente decíduas com troncos grossos em geral e profusamente esgalhados e espinhosos ou aculeados, e outro inferior, gramíneo-lenhoso, com fisionomia de destaque na paisagem (Figura 39); a Savana-Estépica Parque (Figura 40) apresenta fisionomia com arbustos e pequenas árvores, em geral da mesma espécie, e distribuição bastante espaçada, aparentando serem plantadas (IBGE, 2012).



**Figura 38.** Submédio São Francisco, aspectos da Savana-Estépica Gramínio-Lenhosa  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2009.





**Figura 39.** Submédio São Francisco, fisionomia da Savana- Estépica Arborizada  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2010.



**Figura 40.** Submédio São Francisco, Cobertura da Savana-Estépica Parque.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2010.



Outra formação importante são as pioneiras com influência fluvial ou lacustre (Pa), onde predominam formações de mata ciliar ou ripária, ao longo do rio. Segundo o IBGE (2012.) são comunidades vegetais das planícies fluviais e, excepcionalmente lacustres, que refletem os efeitos das cheias dos rios nas épocas chuvosas, ou então das depressões alagáveis todos os anos. Neste terrenos alagadícios e nas ilhas como a do Massangano e do Rodeadouro, desenvolvem-se vegetação pantanosa naqueles áreas permanentemente com água predominando espécies de criptofítica (hidrófitos) e nos temporários os terófitos, geófitos e caméfitos (Figura 41).



**Figura 41.** Ilha do Massangano, Vegetação Ripária na margem alagadicia.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2016.

Nascimento (2003) se refere a mata ciliar ou ripária do Submédio São Francisco, como uma formação constituída por comunidade vegetais, com estrutura de floresta, mas com a presença de arbustos, cipós e estrato herbáceo, de extensão longa e estreita, predominando espécies como a ingazeira (*Inga vera subsp. Affinis*), o Juaí (*Celtis membranaceae*), o Jatobazeiro (*Hymenae courbaril*), o Marizeiro (*Geoffroea spinosa*), o Juazeiro (*Zizyphus joazeiro*), o Zozó (*Polygonum persicaria*), a Carnaubeira (*Copernicia cerifera*), o Calumbi (*Mimosa pigra*), o Genipapo (*Genipa sp*), o Muquém (*Poeppigia procera*), a Piranheira

(*Phyllanthus* cf. *chacoensis*), dentre outros, além de gramíneas da família Poaceae (Figura 42). Na Ilha do Massangano a presença dessas espécies de mata ciliar ocorre associada a algaroba (*Prosopis Juriflora*), leguminosa arbórea exótica que se adaptou e dispersou por todo semiárido nordestino, sobretudo por suas características halófitas. Essa vegetação vem ocasionando a degradação da mata ciliar e principalmente dos solos pelo seu sistema radicular altamente erosivo e o consequente assoreamento (Figura 43).



**Figura 42.** Margens da Ilha do Massangano, Mata Ciliar com presença de Ingazeiras.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.





**Figura 43.** Ilha do Massangano, Mata Ciliar degradada com espécies exóticas e ocupação incipiente.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

#### **4. EVOLUÇÃO DO USO E OCUPAÇÃO DAS TERRAS NAS ILHAS DO MASSANGANO E RODEADOURO**

Historicamente a região do Vale do São Francisco, inserida quase que inteiramente na porção Submédio da bacia, foi formada pelo desmembramento da outrora Comarca do Sertão de Pernambuco, em 1820, por ordem da Coroa Portuguesa, dividindo-a em duas e criando a Comarca do Rio São Francisco. Posteriormente, em 1827, grande parte do território pernambucano foi anexada à Província da Bahia, situação que se configura até hoje em emburramento na jurisdição dos dois Estados. Entretanto, a União confere ao Estado de Pernambuco o direito sobre todas as ilhas (terras) do rio São Francisco, mas além disso, grande parte da população local, e, sobretudo baiana de nascimento, prefere chamar-se de sanfranciscana (GUERRA, 1974).

O território de toda bacia do São Francisco, que em 1968 foi estimado em 640.000 km<sup>2</sup>, preteritamente teve uma população quantificada por Burton em 1896 de 01 milhão e meio a 02 milhões de almas, chegando em 1939, segundo estatísticas oficiais, a 3.131.549 habitantes, e em 1974 a cerca de 08 milhões (GUERRA, 1974). Dados da ANA/GEF/PNUMA/OEA (2003) apresentam uma área total de 638.323 km<sup>2</sup> com um contingente populacional de 12.823.013 habitantes, correspondente a uma densidade demográfica média de 20 hab/km<sup>2</sup>.

Contudo, neste período, quando ainda não tinha sido construída a barragem de Sobradinho, que por sua vez foi concluída em definitivo em 1977, as terras ribeirinhas e das ilhas eram ocupadas de forma incipiente, predominando a vegetação consorciada à pecuária extensiva e a cultura de sequeiro. Um obstáculo para a esta ocupação e o uso das terras, além das nuances climáticas demarcadas pelo rigor nos déficits hídricos com temperaturas elevadas e irregularidade pluviométrica, consistia também na vazão hídrica do rio decorrente dos eventos extremos de cheias e secas. Segundo Pereira e Braz (1993), a barragem, capaz de acumular um volume de 3,4 trilhões de litros de água, não foi projetada para o controle de enchentes e consequentes inundações nas áreas ribeirinhas a jusante, passando a ter esta função somente após a grande cheia de 1979 em que alocou 30% do seu volume útil com uma descarga de restrição de 8000 m<sup>3</sup>/s, reduzindo as cheias associadas a período de recorrência de até 30 anos.

Estes eventos críticos como as cheias sempre assolaram a região do Submédio São Francisco, como as registradas ainda em 1838 e 1865, em meados do Sec. XVI (RIBEIRO, 2005). Anos mais tarde, já no início do Sec. XX outras cheias igualmente trágicas atingiram a região, sobretudo nas cidades de Juazeiro e Petrolina. Destacam-se as ocorrentes em 1906, 1919, 1925 e 1930, inundando e destruindo edificações principalmente casas e prédios comerciais no centro urbano de Juazeiro (GARCEZ, 1992).

Estudos realizados com dados fluviométricos na bacia pelo MMA e a Secretaria de Recursos Hídricos (2006) consideraram as cheias de 1919, 1925, 1943, 1946, 1949, 1979, 1983, 1992 e 2004 como as mais importantes registradas. Contudo, foram registrados também alguns eventos de concentração pluviométrica de curta duração associados a sistemas convectivos (SC) decorrentes da atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) na região, mas precisamente a jusante da barragem de Sobradinho, como ocorrido no ano de 1984. Neste caso, também houve uma sobrecarga de chuvas a montante que elevou o nível d'água no reservatório afetando o controle das enchentes, provocando inundações nas terras produtivas e prejuízos para a economia regional (NASCIMENTO; CORREIA; GONÇALVES, 2006).

Em relação às secas desde os 500 anos de ocupação do território brasileiro, este fenômeno característico da natureza climática desta região, quando a estiagem se prolonga por mais de quatro anos, assola sua população. Neste cenário, destacam-se as secas de 1889 e 1972, por sua severidade e duração (GUERRA, 1974). As secas na região ocorrem segundo sua intensidade e em uma variabilidade temporal, sendo de dez a onze anos para as mais acentuadas e de cinco a seis anos para as menos intensas (MMA, 2006).

Caviedes (2001) enfatiza os anos de 1958, 1971, 1983 e 1992, dentre as secas mais prolongadas e severas no nordeste brasileiro, relacionadas aos efeitos do El Niño atuante no Oeste da América do Sul. SILVA *et al.* (1999), constataram a relação direta da intensificação dos fenômenos de El Niño em série com a maior parte das secas do semiárido brasileiro, sobretudo na sua parte norte-ocidental, destacando a seca de 1998 que ocasionou um colapso no abastecimento d'água da região, como um acúmulo dos déficits hídricos decorrentes de fortes El Niños ocorridos em anos anteriores.

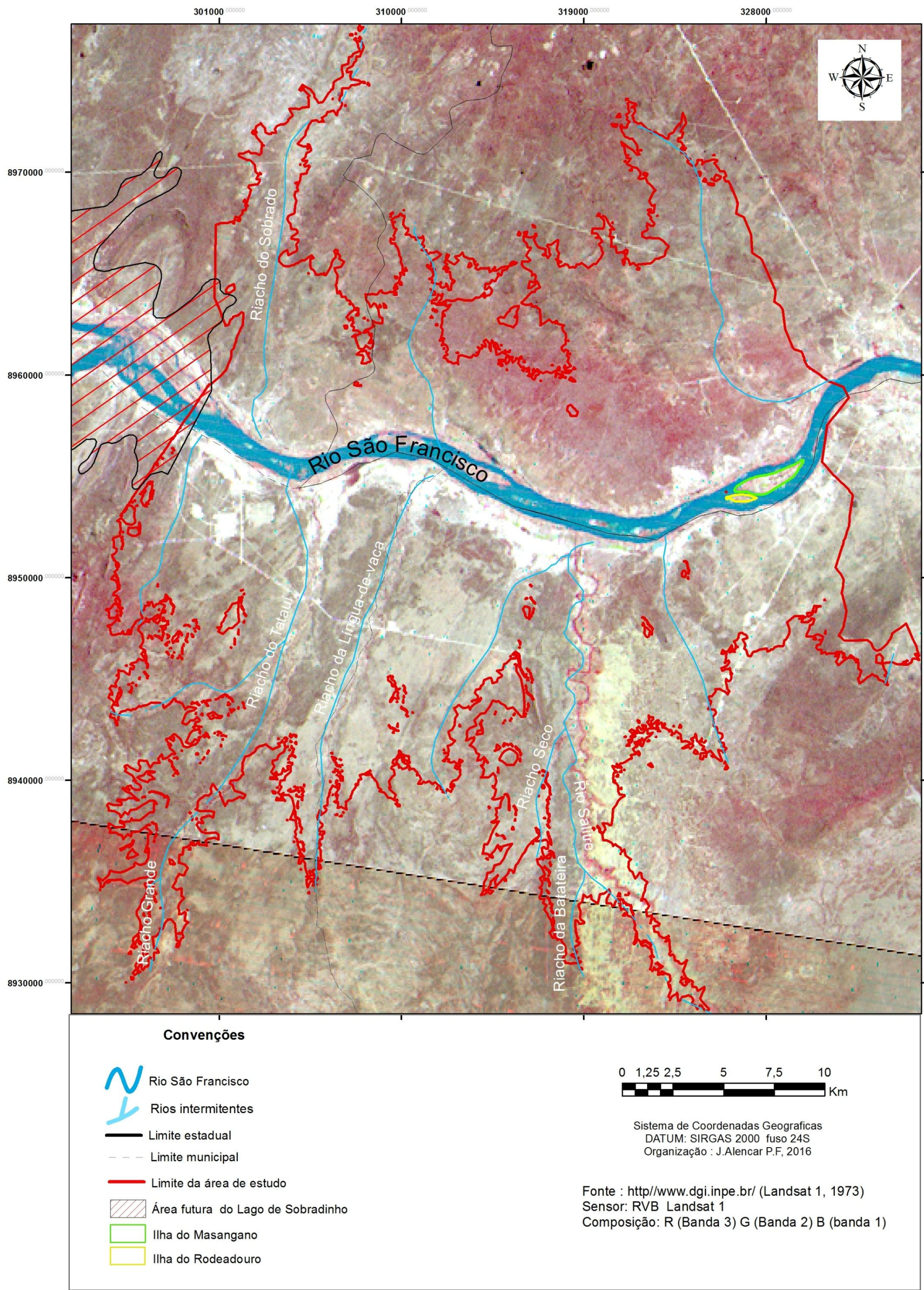
As imagens de Satélite (Landsat) do recorte desta região adjacente as Ilhas do Massangano e Rodeadouro, dos anos de 1973 e 2011, demonstram a influência direta da barragem na configuração da paisagem, sendo visível a supressão da cobertura vegetal, inclusive nas margens do rio São Francisco e seus afluentes (mata riparia), com o avanço de culturas agrícolas (Figuras 44 e 45). As áreas dos projetos irrigados, sobretudo implantados



pelos órgãos públicos executores como a CHESF e a CODEVASF, neste período cresceram rapidamente, com destaque para os anos 1990, se ampliando em todas áreas ribeirinhas de vários tributários de primeira ordem como o rio Salitre, os Riachos do Tatuí, Língua de Vaca e outros a jusante do Salitre todos na margem direita. Na margem esquerda os riachos do Grupo de Bacias de Pequenos Rios Interiores (GI8), em que se destaca o riacho Vitória e mais a montante próximo ao lago de Sobradinho, o riacho do Sobrado.

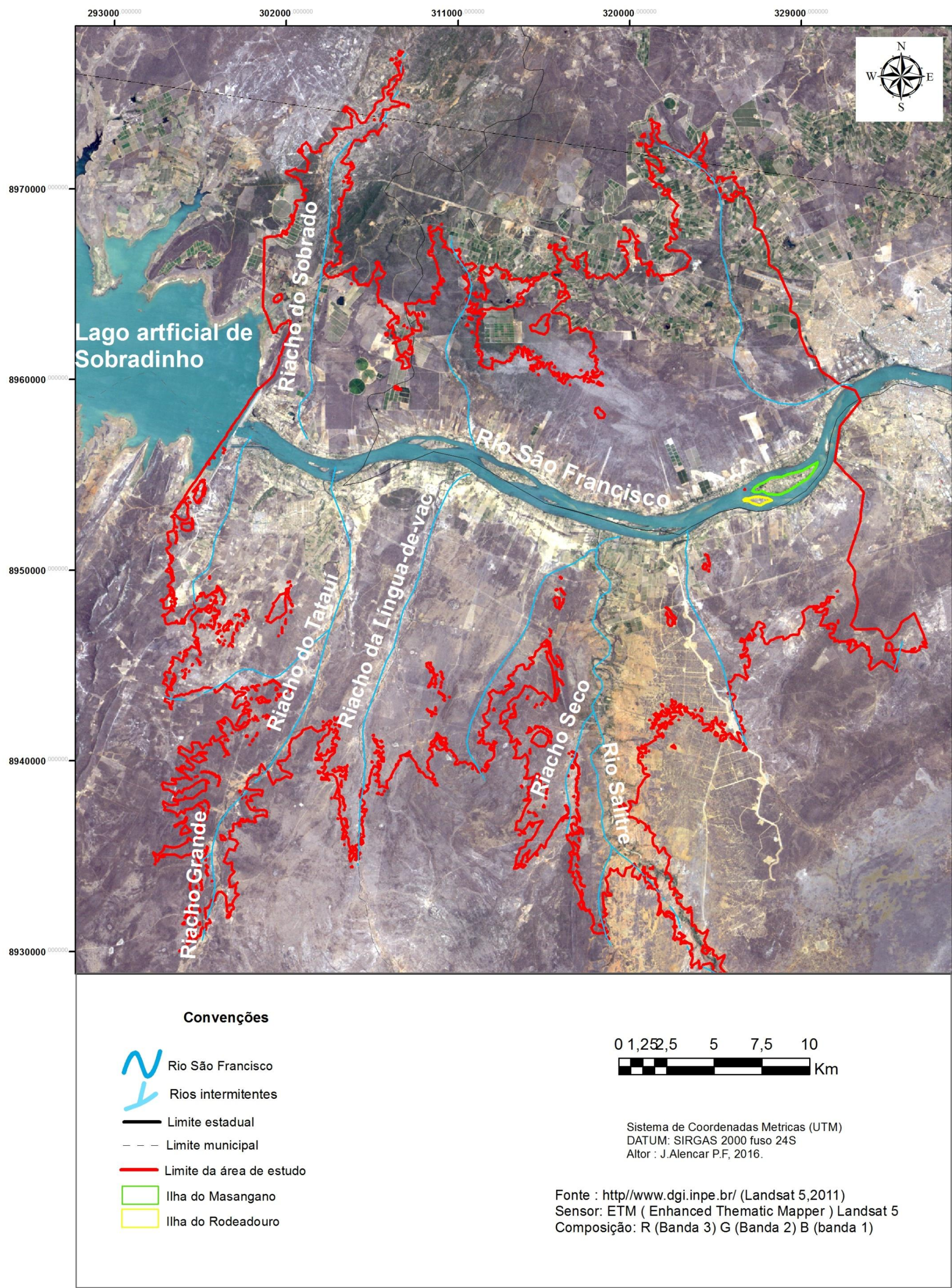
Segundo o diagnóstico analítico da Bacia do São Francisco e sua Zona Costeira (ANA/ GEF/ PNUMA/OEA, 2003) a região Submédio com 117.351 km<sup>2</sup> e uma população de 2.475.322 habitantes, taxa de urbanização de 56% e antropização de 85%, corresponde a 46,9 % da área irrigada de toda bacia do São Francisco, o que proporcionou alavancar outras atividades como a agroindústria, geração de energia e mineração, e um relevante índice de desenvolvimento humano – IDH entre 0,438 a 0,664, com destaque para as cidades de Petrolina em Pernambuco e Juazeiro da Bahia. Na mesma proporção deste crescimento, os impactos ambientais para a bacia são alarmantes principalmente pelo desmatamento exacerbado e a exposição dos solos aos processos erosivos com o consequente assoreamento do rio, que proporcionou uma descarga de  $12,9 \times 10^6$  t/ano de sedimentos em seu leito, equivalente a uma área de 510.800 km<sup>2</sup>.





**Figura 44.** Áreas adjacentes das ilhas do Massangano e Rodeadouro em Recorte do Submédio São Francisco, 1973.  
**Fonte:** Organização Alencar, 2016 (Landasat 1, INPE).





**Figura 45.** Áreas adjacentes das ilhas do Massangano e Rodeadouro em Recorte do Submédio São Francisco, 2011.  
**Fonte:** Organização Alencar, 2016 (Landasat 5, INPE).



As Ilhas do Massangano e Rodeadouro foram ocupadas com pequenas povoações datadas aproximadamente há 200 anos, por volta de 1830, constituídas por índios e negros egressos do Sertão de Pernambuco e Bahia (Secretaria Municipal de Educação Petrolina, 2015). Em particular, a Ilha do Massangano, recebeu essa denominação por um antigo fazendeiro de mesmo nome, João do Massangano, pelo qual a família era proprietária da maioria das terras no local.

A partir da década de 1970, com a instalação da barragem de Sobradinho, estas ilhas como outras terras do Submédio São Francisco situadas a jusante, se tornaram um atrativo populacional, pois permaneceram emersas e até expandiram suas terras com a regularização do leito do rio pela vazão controlada durante as cheias, e o cultivo de hortaliças, cebola, mandioca e outros plantios além do período de vazante. Várias famílias que residiam nas áreas ribeirinhas e ilhas próximas do lago represado e da região vieram residir no lugar por afinidade e acessibilidade hídrica (AQUINO, 2004; OLIVEIRA, 2009).

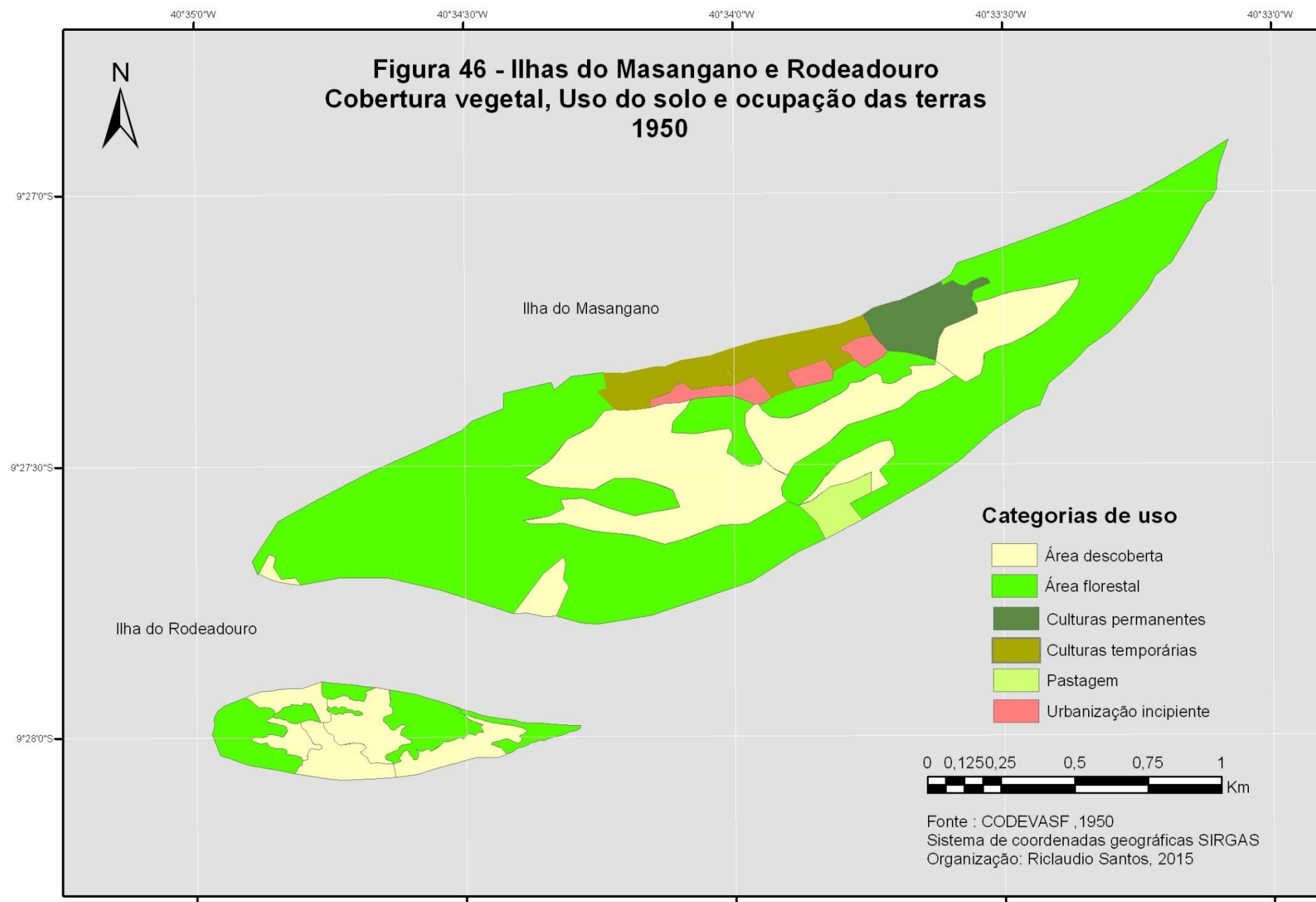
Segundo o IBGE (2000; 2010), as duas ilhas, com uma área total de 243,3 Hectares (212,2 ha na do Massangano e 31,1 ha na do Rodeadouro), abrigavam uma população local aferida por agregação do setor censitário em 2000 de 800 moradores residentes em 198 domicílios, já em 2010 registrou-se 834 moradores residentes em 214 domicílios. Em 2016, de acordo com informações locais de moradores antigos e da prefeitura municipal estima-se que a população local seja em torno de 1000 habitantes.

O perfil profissional da população se constitui de pescadores, barqueiros e comerciantes, e muitos deles migrantes pendulares que se deslocam semanalmente das cidades de Juazeiro e Petrolina para pousar nas ilhas em suas terras com residências para lazer e visitação. Inicialmente, agricultores de cebola, arroz e hortaliças, além de criadores de gado, desenvolveram suas atividades nos baixios de vazante. A partir dos anos 1990 com a expansão do polo de irrigação Petrolina-Juazeiro, houve o consórcio de uma pequena pecuária semi-extensiva com hortaliças e frutas irrigadas, destacando-se a goiaba e o maracujá para subsistência (AQUINO, 2004).

No início de 2016, foi implantado um projeto para o plantio de uvas destinadas à produção de suco integral e vinho colonial na Ilha do Massangano, designado “Ilha do Vinho”, pelas secretarias Executivas de Ciência e Tecnologia e de Irrigação de Petrolina em parceria com a EMBRAPA/Semiárido e o SEBRAE.

Análises de fotografias aéreas e imagens de satélites das ilhas nos anos de 1950, 1998 e 2015, evidenciam este crescimento em função da implantação dos perímetros irrigados, em particular na planície e áreas ribeirinhas. Em 1950, as categorias de uso da terra mais significativas nas duas ilhas foram as de área florestal e de área descoberta, representando respectivamente, 64,6% e 23,0% na ilha do Massangano e 45% e 55% na ilha do Rodeadouro, considerando a área total em hectares (Figura 46). Em seguida tiveram destaque às culturas temporárias com 5,8%, sobretudo com plantio de macaxeira e hortaliças, e as culturas permanentes com 3,2%, principalmente com frutícolas como o coqueiro, mangueira e goiabeira, todas na ilha do Massangano. As pastagens eram praticamente irrisórias, ocupando apenas 1,4% da área e voltada para a prática semiextensiva caprina. Quanto à ocupação limitava-se a urbanização incipiente para moradias (2,0%). Já na ilha do Rodeadouro não apresentavam outras formas de uso ou ocupação (Tabela 06).

Neste período quando não existiam as barragens a montante e a jusante do rio, e nem mesmo a ponte Presidente Dutra, que liga as duas cidades polos do Vale do São Francisco, Petrolina-PE e Juazeiro-BA, é perceptível que as ilhas eram quase inabitadas (Figura 47), sobretudo a do Rodeadouro, com grandes áreas expostas cobertas por mantos arenosos e cobertura florestal.



**Figura 46.** Ilhas do Massangano e Rodeadouro - Cobertura Vegetal, Uso do Solo e Ocupação das Terras – 1950.

**Fonte:** Organização Riclaúdio Silva, 2015 (Fotografias aéreas da CODEVASF).



**Tabela 06 - Ilhas do Massangano e Rodeadouro – Cobertura vegetal, uso do solo e ocupação da terra – 1950.**

| Categorias de Uso      | Ilha do Massangano |              | Ilha do Rodeadouro |            |
|------------------------|--------------------|--------------|--------------------|------------|
|                        | Área (hectare)     | (%)          | Área (hectare)     | (%)        |
| Culturas permanentes   | 6,1                | 3,2          | 0                  | 0          |
| Culturas temporárias   | 11,1               | 5,8          | 0                  | 0          |
| Pastagem               | 2,7                | 1,4          | 0                  | 0          |
| Urbanização incipiente | 3,8                | 2,0          | 0                  | 0          |
| Urbanização comercial  | 0                  | 0            | 0                  | 0          |
| Pisicultura            | 0                  | 0            | 0                  | 0          |
| Área florestal         | 123,7              | 64,6         | 11,8               | 45,0       |
| Área descoberta        | 44,1               | 23,0         | 14,5               | 55,0       |
| <b>TOTAL</b>           | <b>191,5</b>       | <b>100,0</b> | <b>26,3</b>        | <b>100</b> |

Fonte: Fotografia Aérea 1950 (CODEVASF).

Organização: Luiz Henrique de Barros Lyra, 2016.



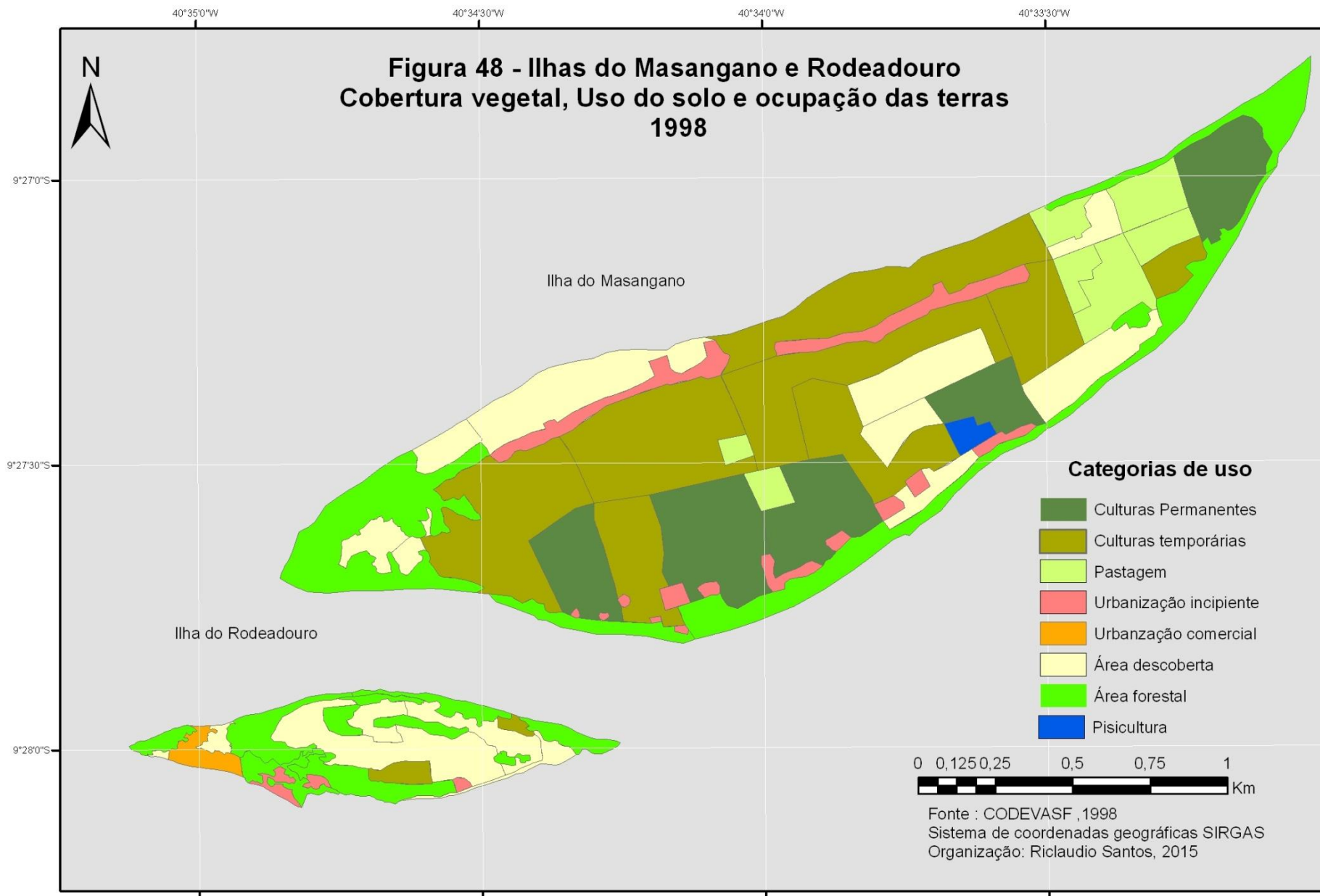
**Figura 47.** Ilhas do Massangano e Rodeadouro, Fotografia aérea, 1950.

**Fonte:** CODEVASF (1950).

Após a década de 1970, este cenário sofreu profundas modificações. A rede de energia e a eletrificação das propriedades, bem como a expansão do abastecimento de água e a irrigação das terras agricultáveis proporcionou o vertiginoso aumento da produção agrícola na região, principalmente nas áreas ribeirinhas e nas ilhas, sendo consequente o crescimento da fruticultura voltada para o mercado externo, como manga, goiaba e a uva. Na década de 1990, com a ampliação dos canais de irrigação ao longo da planície San Franciscana, o vale prosperou ainda mais.

Em particular as ilhas do Massangano e Rodeadouro, no ano de 1998, apresentaram um aumento significativo nas culturas temporárias e permanentes, sobretudo na primeira, representando respectivamente, 19% e 36% da área total cultivada. Em relação ao uso para pastagem, inexistente na Ilha do Rodeadouro, na ilha do Massangano apesar de ser uma porção pequena da sua área total, apenas 8,0%, cresceram consideravelmente em relação ao ano de 1950 (Figura 48).

A urbanização nas ilhas cresceu de forma geral incipiente. Contudo, na ilha do Massangano, a urbanização principalmente residencial quase triplicou o percentual em relação a 1950, 5,5%. Na ilha do Rodeadouro o destaque foi à urbanização comercial atrelado à exploração turística pelo seu balneário, chegando ao percentual de 5,3%, praticamente o mesmo número das culturas temporárias na ilha. A Piscicultura foi praticamente irrisória, 0,5% do total na Ilha do Massangano, e ausente na do Rodeadouro. As áreas destinadas ao revestimento florestal e áreas descobertas, tiveram uma grande redução do percentual da área total quando comparadas ao período anterior na ilha do Massangano, com respectivos percentuais de 16,5% e 14,5%. Na ilha do Rodeadouro, as categorias área florestal e descoberta, continuaram com o maior percentual de área total, ambas com 43,2% (Tabela 07). Contudo, em relação ao ano anterior, 1950, em termos absolutos, houve um pequeno aumento de área florestal e irrisório na de área descoberta, respectivamente de 2,9 e 0,2 hectares. Este panorama ocorreu pela intensificação do desmatamento e ocupação das atividades agrícolas, comerciais e o turismo de segunda residência (chácaras, sítios, casas de pousio).



**Figura 48.** Ilhas do Massangano e Rodeadouro - Cobertura Vegetal, Uso do Solo e Ocupação das Terras - 1998.

**Fonte:** Organização Riclaúdio Santos, 2015 (Fotografias aéreas da CODEVASF).

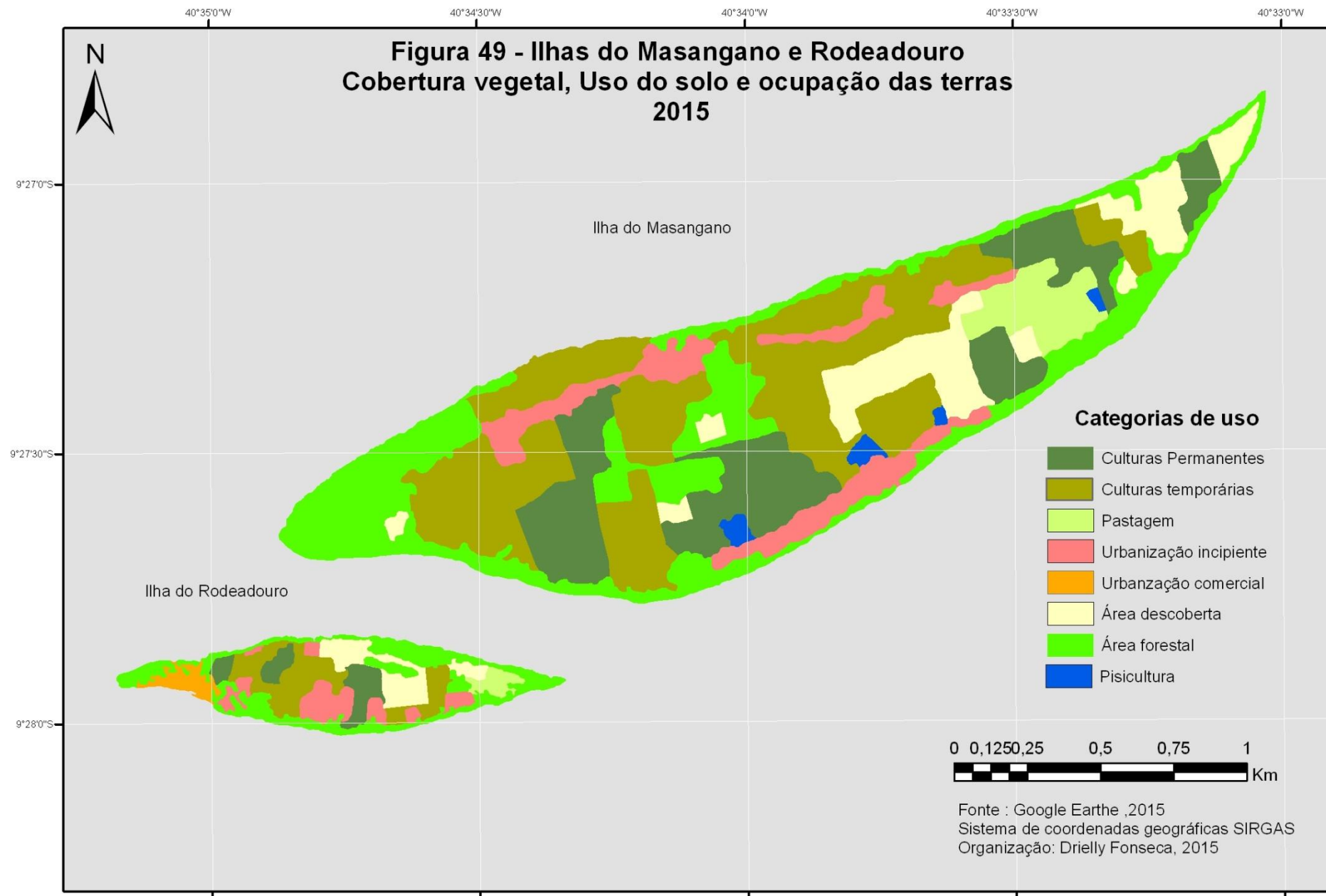
**Tabela 07 - Ilhas do Massangano e Rodeadouro – Cobertura vegetal, uso do solo e ocupação da terra – 1998.**

| Categorias de Uso      | Ilha do Massangano |              | Ilha do Rodeadouro |            |
|------------------------|--------------------|--------------|--------------------|------------|
|                        | Área (hectare)     | (%)          | Área (hectare)     | (%)        |
| Culturas permanentes   | 40,8               | 19           | 0                  | 0          |
| Culturas temporárias   | 78,5               | 36           | 1,7                | 5,0        |
| Pastagem               | 17,0               | 8,0          | 0                  | 0          |
| Urbanização incipiente | 11,8               | 5,5          | 1,1                | 3,3        |
| Urbanização comercial  | 0                  | 0            | 1,8                | 5,3        |
| Pisicultura            | 1,2                | 0,5          | 0                  | 0          |
| Área florestal         | 35,7               | 16,5         | 14,7               | 43,2       |
| Área descoberta        | 31,3               | 14,5         | 14,7               | 43,2       |
| <b>TOTAL</b>           | <b>216,3</b>       | <b>100,0</b> | <b>34,0</b>        | <b>100</b> |

Fonte: Fotografia Aérea 1998 (CODEVASF).

Organização: Luiz Henrique de Barros Lyra, 2016.

Nos anos desta primeira década, em 2015, o crescimento da ocupação e atividades nas ilhas foi evidente (Figura 49). A tabela 08 ressalta os números e proporções de áreas deste crescimento. Na ilha do Massangano a ocupação urbana, apesar de ser considerada como categoria incipiente, abrangeu uma área de 17,6 Hectares correspondendo a 8,3% da área total, formando inclusive um aglomerado urbano na localidade conhecida como Porto do Raimundão (Figura 50). Já no Rodeadouro houve um crescimento menor, mas significativo em relação a sua área total, com 4,2 hectares e uma proporção de 13,5%. Este crescimento ocorreu associado à atividade turística-comercial de pequenos bares e barracas, correspondente a 5,5% da área total, onde uma parte considerável dos proprietários são pescadores que passaram a residir na ilha (Figura 51).



**Figura 49.** Ilhas do Massangano e Rodeadouro - Cobertura Vegetal, Uso do Solo e Ocupação das Terras – 2015.  
**Fonte:** organização Drielly Fonsêca, 2015 (Imagens Google Earth).



**Tabela 08 - Ilhas do Massangano e Rodeadouro – Cobertura vegetal, uso do solo e ocupação da terra – 2015.**

| Categorias de Uso      | Ilha do Massangano |              | Ilha do Rodeadouro |            |
|------------------------|--------------------|--------------|--------------------|------------|
|                        | Área (hectare)     | (%)          | Área (hectare)     | (%)        |
| Culturas permanentes   | 39,0               | 18,4         | 3,3                | 10,6       |
| Culturas temporárias   | 69,2               | 32,6         | 6,4                | 20,6       |
| Pastagem               | 8,9                | 4,2          | 1,1                | 3,5        |
| Urbanização incipiente | 17,6               | 8,3          | 4,2                | 13,5       |
| Urbanização comercial  | 0                  | 0            | 1,7                | 5,5        |
| Pisicultura            | 2,2                | 1,0          | 0                  | 0          |
| Área florestal         | 53,6               | 25,3         | 10,4               | 33,4       |
| Área descoberta        | 21,7               | 10,2         | 4,0                | 12,9       |
| <b>TOTAL</b>           | <b>212,2</b>       | <b>100,0</b> | <b>31,1</b>        | <b>100</b> |

Fonte: Google Earth, 2015.

Organização: Luiz Henrique de Barros Lyra, 2016.



**Figura 50.** Ilha do Massangano, aglomeração urbana na localidade Porto Raimundão, 2015.

**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.





**Figura 51.** Ilha do Rodeadouro, bares e barracas de pescadores em balneário turístico, 2015.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

Uma das categorias de uso das terras que continuou se destacando em relação as demais categorias foi às de culturas temporárias, obtendo respectivamente na Ilha do Massangano e do Rodeadouro, 32,6 % e 20,6% da área total, com plantio irrigado de hortaliças, milho e macaxeira (Figuras 52 e 53).



**Figura 52.** Ilha do Massangano, Plantio de macaxeira associada à fruticultura, 2015.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



**Figura 53.** Ilha do Massangano, Hortaliças irrigadas em área de inundação, 2015.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



As culturas permanentes e pastagem também se destacaram principalmente na ilha do Rodeadouro em relação aos anos anteriores, representando juntas 14,1% da sua área total, 10,6 % na permanente e 3,5% na pastagem (Tabela 08). Na ilha do Massangano manteve praticamente a mesma proporção do período anterior, 18,4% da área total, embora recuando na de pastagem para 4,2 %, uma redução de cerca de 50%. Nas duas ilhas praticam-se comumente a fruticultura irrigada de coco, manga, goiaba e banana, e a pecuária semi-extensiva bovina e caprina (Figuras 54 e 55).



**Figura 54.** Ilha do Rodeadouro, Fruticultura com coqueiros, 2015.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



**Figura 55.** Ilha do Massangano, Área de Pastagem para pecuária semi-extensiva, 2015.

**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

As áreas Florestal e Descoberta ainda representam proporções significativas em relação à área total das ilhas, com 25 % de área Florestal na do Massangano e 33,4 % na do Rodeadouro, e respectivamente 10,2 % e 12,9% da área descoberta (Tabela 08). As espécies arbóreo-arbustivas, predominantemente ripárias nas margens e de caatinga nas áreas mais afastadas do rio, devido a forte antropização são secundárias e degradadas (Figuras 56 e 57).





**Figura 56.** Ilha do Massangano, Área Florestal ripária nas margens, 2015.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.



**Figura 57.** Ilha do Massangano, Floresta ripária degradada com espécies secundárias.  
**Crédito:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

Segundo Nascimento (2003), assim como nas ilhas, a mata ciliar predominante nas áreas ribeirinhas da região, constituída por uma floresta semi-aberta, mas com a presença de arbustos, cipós e estrato herbáceo, de extensão longa e estreita, está bastante alterada. O referido autor relata que esse tipo de vegetação se compõe por remanescentes secundários com estrato predominante arbustivo-arbóreo, sobresaindo-se espécies nativas como a ingazeira (*Inga vera subsp. Affinis*), o juazeiro (*Zizyphus joazeiro*) e a carnaubeira (*Copernicia cerifera*), associada a espécies xerófitas, como a algarobeira (*Prosopis juliflora*) e gramíneas (Figura 58).



**Figura 58.** Margens do São Francisco, Mata ciliar degradada com espécies secundárias.  
**Fonte:** Luiz Henrique Lyra, 2015.

Este cenário evidencia a supressão da cobertura vegetal classificada como área florestal em função do avanço das demais formas de uso e ocupação das terras como, principalmente, as de culturas agrícolas permanentes e temporárias, áreas descobertas e urbanização incipiente, e um destaque para as de urbanização comercial na ilha do Rodeadouro devido ao crescimento do turismo de visitação e lazer atraídos pelo banho do rio nas suas margens, com a instalação de bares, restaurantes, chácaras e áreas de camping (Figura 59).



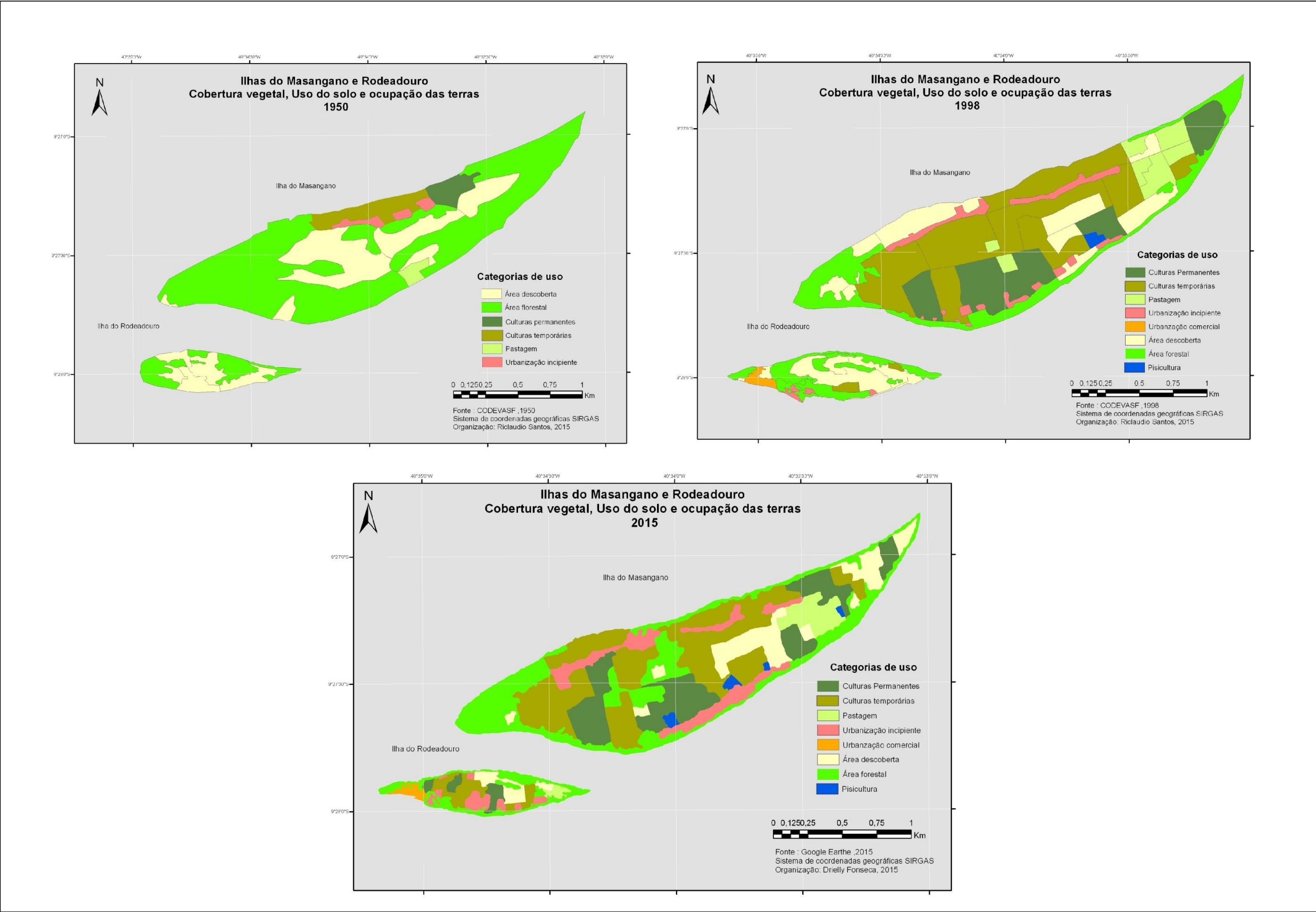


Figura 59. ilhas do Massangano e Rodeadouro, Síntese Cartográfica, 1950,1998,2015.  
Fonte: Organização Luiz Henrique Lyra (Geoprocessamento das fotografias aéreas da CODEVASF de 1950 e 1998, e imagen de satélite Google Earth, 2015).

Os dados evidenciam uma redução florestal nas duas ilhas, sobretudo na Ilha do Massangano que chegou a 71% entre 1950 a 1998. Contudo, na mesma ilha de 1998 a 2015 se registrou um acréscimo percentual de 50,1%, que em termos absolutos foi de apenas 17,9 hectares. Considerando todo o período avaliado, de 1950 a 2015, a redução foi de 56,7%, ou em números de 70,1 hectares de área florestal. Na ilha do Rodeadouro, a área florestal entre 1950 a 1998, aumentou 24,6%, o que equivale em termos absolutos a apenas 2,9 hectares. Posteriormente, de 1998 a 2015, houve um decréscimo de 29,2%, correspondente a 4,3 hectares. Quanto ao período total (1950-2015) registra-se uma pequena redução em termos absolutos de apenas 1,4 hectares, equivalente a menos 11,9% de área florestal (Tabela 09).

Na direção oposta, houve um aumento de 539,3% e 523,4%, respectivamente das culturas agrícolas permanentes e temporárias em todo período de 1950 a 2015 na ilha do Massangano, mesmo contabilizando uma leve queda destas atividades de menos 4,41% e 12,1% no ano de 2015. Outro destaque se deu com as áreas descobertas que ao longo dos anos observados (1950, 1998 e 2015) obteve uma redução total considerável de menos 50,8 %. Na ilha do Rodeadouro, estas atividades demonstram um crescimento em termos absolutos no período observado (1950 a 1998) bastante reduzido, com 3,3 hectares nas culturas permanentes e de 6,4 hectares nas temporárias, embora com porcentagens insignificantes diante da área total das demais atividades.

Outra constatação interessante foi o incremento das áreas de pastagem na Ilha do Massangano, quantitativamente pequeno, mas com uma proporção significativa de 229,6 % em relação ao ano de 1950 para 2015, e seu surgimento na Ilha do Rodeadouro, neste último ano, com 1,1 hectares da área total (Tabelas 09 e 10).

A ocupação urbana de forma incipiente foi relativamente pequena, mas crescente totalizando 13,8 hectares e um percentual de 363,1 % na Ilha do Massangano, e de 4,2 hectares e um percentual de 381%, sobretudo entre 1998 a 2015, na ilha do Rodeadouro. Já a Urbanização comercial mostrou-se inexistente na Ilha do Massangano, mas relevante na Ilha do Rodeadouro devido sua potencialidade turística e de lazer a partir da década de 1990, com a ocupação de 1,8 hectares de sua área em 1998. No ano de 2015 apresentou uma leve queda com menos 0,1 hectares passando a ocupar 1,7 hectares de sua área total (Tabelas 09 e 10).

**Tabela 09 - Ilha do Massangano – Expansão/retração das categorias de uso e ocupação das terras entre 1950-2015.**

| Categorias de Uso      | Área hectare (Nº / %) |        |           |        | Total hectare (Nº / %) |        |
|------------------------|-----------------------|--------|-----------|--------|------------------------|--------|
|                        | 1950-1998             |        | 1998-2015 |        | 1950-2015              |        |
| Culturas permanentes   | 34,7                  | 568,8  | - 1,8     | - 4,41 | 32,9                   | 539,3  |
| Culturas temporárias   | 67,4                  | 607,2  | - 9,3     | - 12,1 | 58,1                   | 523,4  |
| Pastagem               | 14,3                  | 529,6  | - 8,1     | - 47,6 | 6,2                    | 229,6  |
| Urbanização incipiente | 8,0                   | 210,5  | 5,8       | 49,0   | 13,8                   | 363,1  |
| Urbanização comercial  | 0                     | 0      | 0         | 0      | 0                      | 0      |
| Pisicultura            | 1,2*                  | 0      | 1,2       | 83,3   | 1,0                    | 83,3   |
| Área florestal         | - 88,0                | - 71,1 | 17,9      | 50,1   | - 70,1                 | - 56,7 |
| Área descoberta        | - 12,8                | - 29,0 | - 9,3     | - 30,0 | - 22,4                 | - 50,8 |
| <b>TOTAL</b>           | 24,8                  | 12,9   | - 4,0     | - 1,8  | 20,7                   | 10,8   |

Fonte: Fotografias Aéreas 1950, 1998 (CODEVASF) e Imagem de Satélite 2015 (Google Earth).

Organização: Luiz Henrique de Barros Lyra, 2016. \* Aumento em termos absolutos sem porcentagem.

**Tabela 10 - Ilha do Rodeadouro - Expansão/retração das categorias de uso e ocupação das terras entre 1950-2015.**

| Categorias de Uso      | Área hectare (Nº / %) |      |           |        | Total hectare (Nº / %) |        |
|------------------------|-----------------------|------|-----------|--------|------------------------|--------|
|                        | 1950-1998             |      | 1998-2015 |        | 1950-2015              |        |
| Culturas permanentes   | 0                     | 0    | 3,3*      | 0      | 3,3*                   | 0      |
| Culturas temporárias   | 1,7*                  | 0    | 4,7       | 276,5  | 6,4*                   | 376,5  |
| Pastagem               | 0                     | 0    | 1,1*      | 0      | 1,1*                   | 0      |
| Urbanização incipiente | 1,1*                  | 0    | 3,1       | 281,0  | 4,2                    | 381,0  |
| Urbanização comercial  | 1,8*                  | 0    | - 0,1     | - 5,5  | - 0,1                  | - 5,5  |
| Pisicultura            | 0                     |      | 0         |        | 0                      | 0      |
| Área florestal         | 2,9                   | 24,6 | - 4,3     | - 29,2 | - 1,4                  | - 11,9 |
| Área descoberta        | 0,2                   | 1,4  | - 10,7    | -72,8  | - 10,5                 | - 72,4 |
| <b>TOTAL</b>           | 7,7                   | 29,3 | - 2,9     | - 8,5  | 4,8                    | 18,2   |

Fonte: Fotografias Aéreas 1950, 1998 (CODEVASF) e Imagem de Satélite 2015 (Google Earth).

Organização: Luiz Henrique de Barros Lyra, 2016. \* Aumento em termos absolutos sem porcentagem.

Outro dado importante observado nas análises das imagens refere-se à mudança no perímetro total das ilhas, sobretudo na ilha do Massangano entre os anos de 1950 a 1998. Pode-se constatar que em 1950 uma parte significativa das margens da ilha estava submersa, somando um perímetro total de 191,5 hectares, enquanto em 1998 era de 216,3 hectares, um aumento de 12,9 %, equivalente a 24,8 hectares. A partir de 2015, houve uma redução de 1,8%, que correspondeu a 4,0 hectares da área total. Na Ilha do Rodeadouro a praia arenosa na sua parte extrema ao norte, em 1950 praticamente não existia, contabilizando um perímetro total de 26,3 hectares. Esta ilha, entretanto, no ano de 1998 tinha um perímetro de 34 hectares, ou seja, um acréscimo de 08 hectares. Após 17 anos, em 2015, a área reduz cerca de 03 hectares (2,9), com um total de 31,1 hectares.

Tais alterações estão relacionadas à dinâmica hidrológica do rio, as oscilações da sua vazão hídrica e regulação exercida pela barragem de Sobradinho. Durante os períodos chuvosos na região tanto nas cabeceiras de drenagem a montante como nas de deflúvio a jusante, em que se incluem seus tributários, a vazão do rio extrapola os níveis de seu leito até as áreas naturais de inundação e, a depender do volume de precipitação, inundam toda planície marginal e as ilhas, principalmente nas suas margens extremas e mais estreitas.

No final de 1949, houve uma grande cheia na região, em particular nas proximidades das ilhas, deixando uma boa parte delas submersa. Outras cheias como as de 1983 e 1992, além de inundarem uma boa parte das ilhas, aumentaram a competência erosiva do rio sobre suas margens, que associado ao extenso desmatamento ocasionou o assoreamento do seu leito. A carga de material carregado para o rio se acumula nos trechos do leito do canal principal ou de ramificações formando bancos arenosos no topo e cascalho na base que se desenvolvem como barras de soldamento diagonais as margens das ilhas. Ao longo dos anos essas barras adquirem mais consistência e são colonizadas por vegetação, se consolidando e se agregando as ilhas propriamente ditas. Em contrapartida, cheias recentes, de curta duração, mas intensas, como a de 2004, também ocasionou a perda de terras por erosão nas áreas desprovidas de vegetação ao longo das margens do rio e nas ilhas.

Na Ilha do Massangano, há indícios de decréscimo lateral por solapamento fluvial e erosão por ravinas interligadas por dutos. Guerra e Mendonça (in Vitte e Guerra, 2004), associam este tipo de erosão às irregularidades do terreno, a retirada da cobertura vegetal e os escoamentos superficial, linear e subsuperficial que rompem a estrutura do solo aprofundando-o e alargando-o, removem o material detrítico aluvionar (areno-argiloso) em direção aos declives e ocasionam o entulhamento do leito do rio.

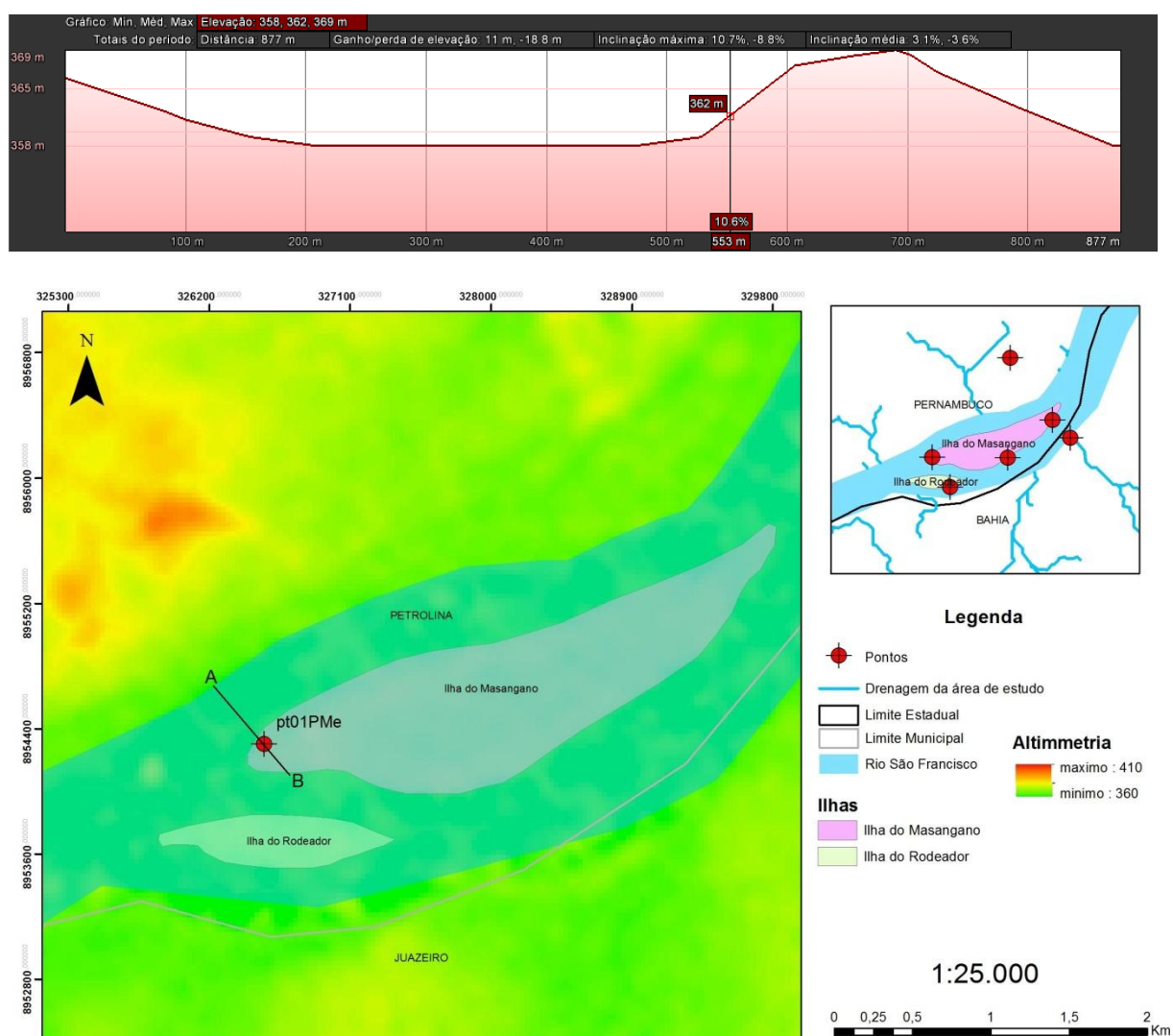
Sousa *et al.* (2013), constataram o desmatamento destas atividades nas ilhas com intenso processo erosivo dos solos, colmatagem da calha fluvial e perda de terras agricultáveis. Este processo, segundo esses autores, se evidencia com a grande quantidade de espécies exóticas como as algarobeiras (*Prosopis juliflora*), típicas de condições climáticas mais secas, e o número significativo de gramíneas que comprometem a regeneração natural pela sua agressividade na absorção de água e nutrientes do solo, desestabilizando a encosta fluvial pelo aprofundamento dos sulcos erosivos e a exposição de seu sistema radicular.



## 5 SEDIMENTOLOGIA E ANÁLISE DOS DEPÓSITOS ALUVIAIS

### 5.1 Localização dos pontos de coleta e Descrição dos perfis estratigráficos

A descrição dos perfis estratigráficos e análise dos sedimentos coletados nas margens das ilhas e da planície poligenética do Submédio São Francisco revelaram sua composição e indicadores da origem e dos processos superficiais geomorfológicos atuantes neste ambiente. O primeiro ponto (01PMe) é um perfil de um depósito aluvial situado em uma encosta arenosa na margem esquerda da ilha do Massangano, nas proximidades do leito do rio com soleiras e barras laterais (Figura 60).



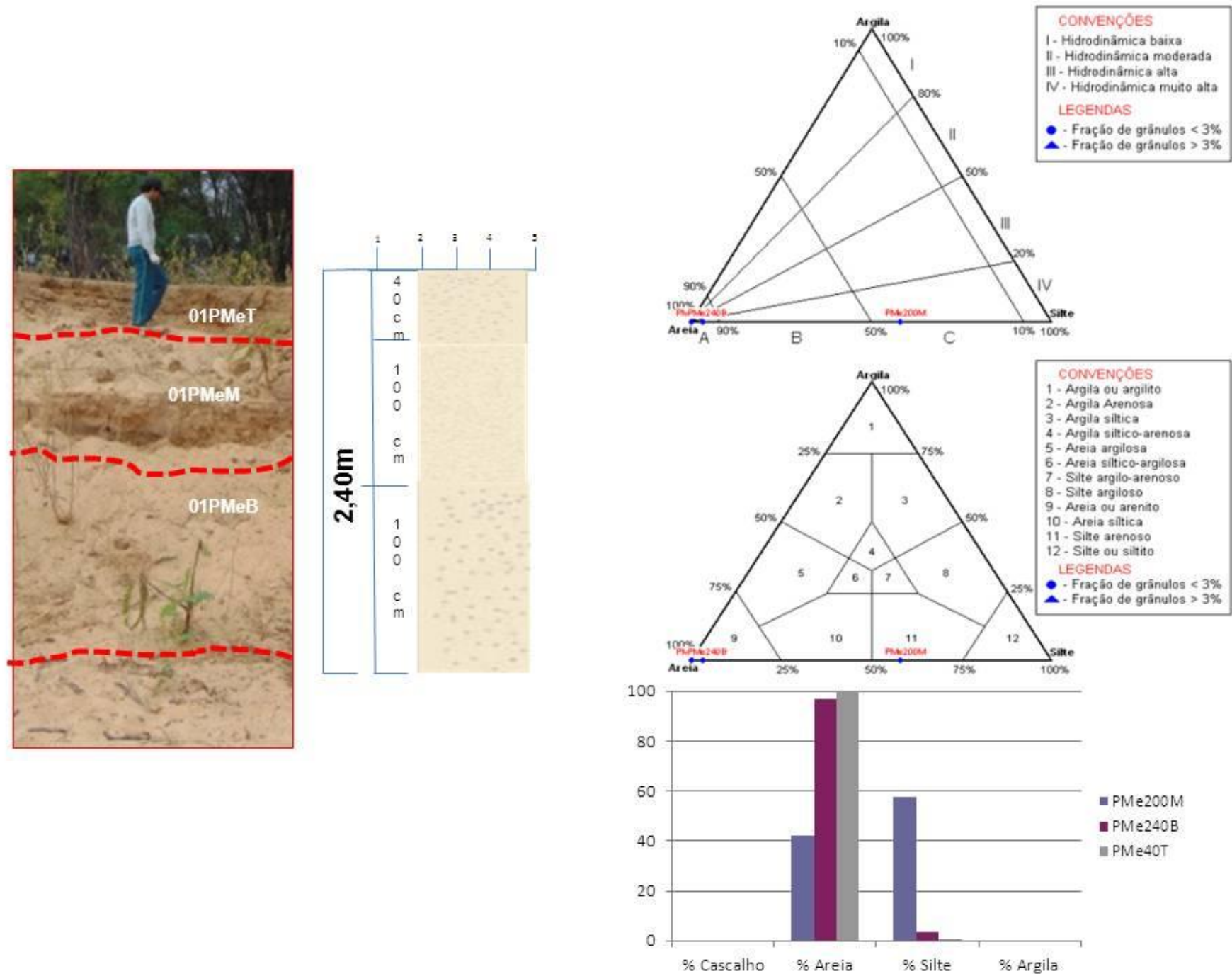
**Figura 60.** Ponto 01PMe, localização do perfil topográfico A-B, 2015.  
**Fonte:** Levantamento de campo, 2015 e SRTM, 2011.

O perfil constitui-se de um depósito siltico-arenoso fino a muito fino, com 2,40 m de comprimento e coloração marrom-amarelado opaco, aparentemente homogêneo e estratificação, pouco espesso, que tem continuidade com sedimentos de fundo mais grosseiro associado a cascalho e seixos sub-angulares e/ou sub-arredondados que constituem a praia fluvial e barras de avalanches sobre leito de riffles, ou seja, soleiras fluviais, em um trecho de leito com fluxo forte, indicando uma hidrodinâmica relativamente alta (Figura 61).

A primeira amostra (01PMeT) situa-se no topo com 40 cm de espessura, apresentando textura arenosa fina, pouco coesa e de fácil desagregação, susceptível a erosão pluvial e por solapamento do fluxo durante as cheias do rio. Corresponde a uma cobertura mais superficial de um mesmo pacote aluvial, sujeita a desmoronamento e remoção dos sedimentos para o leito e soldamento de barras.

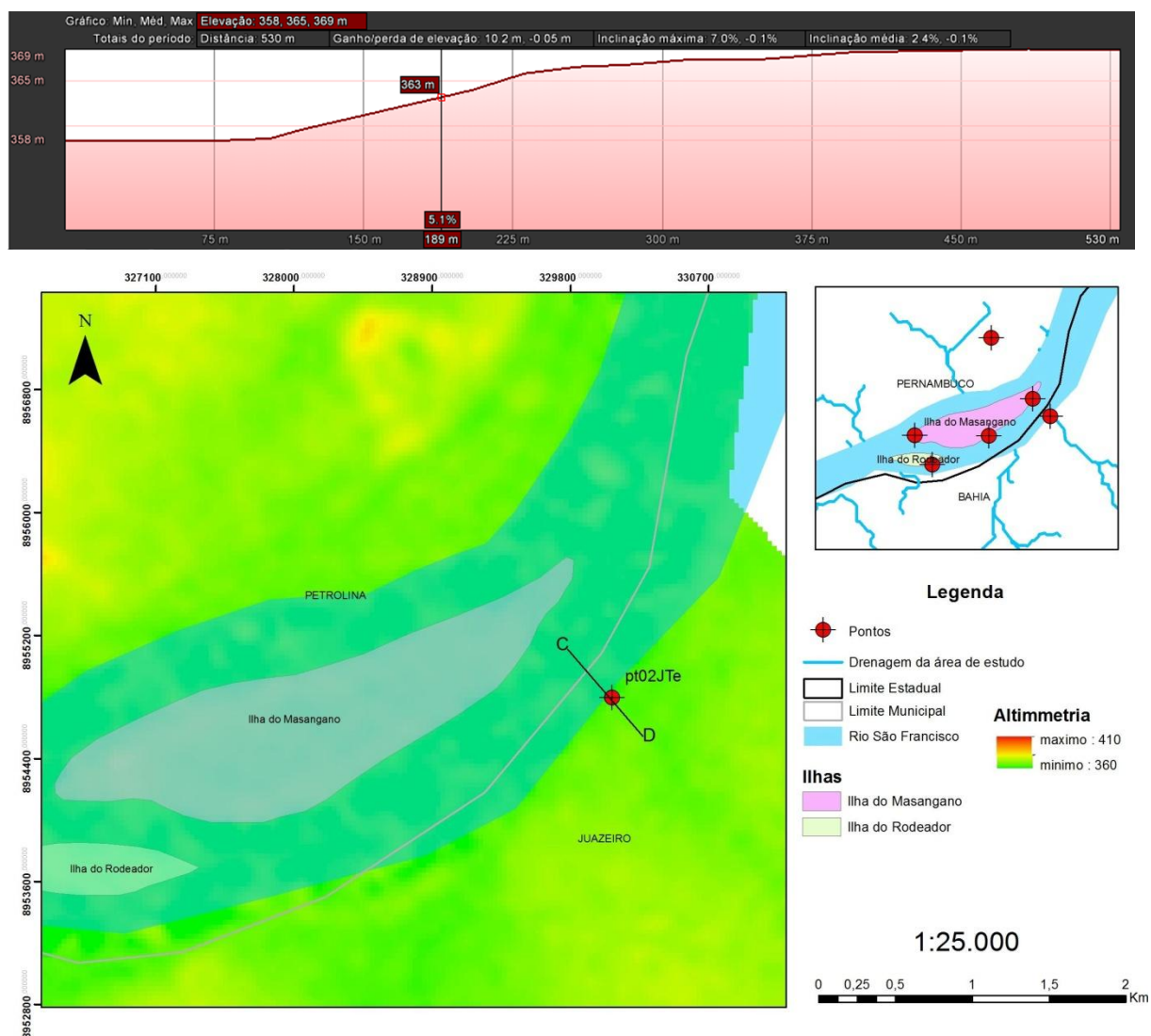
A segunda amostra (01PMeM) corresponde ao meio do perfil com 100 cm de espessura, apresenta textura siltica-arenosa, porém muito fina, um pouco mais compacta e com presença de clastos na fração seixos sub-angulares a sub-arredondados, indicando arraste de fluxo fluvial relativamente próximo.

A terceira amostra (01PMeB), coletada na base com 100 cm de espessura, também apresenta textura arenosa fina, porém mais coesa e recoberta por sedimentos superficiais das seções superiores por tombamento vertical e do fluxo laminar e espriamento fluvial, onde se fundem as barras fluviais (praias).



**Figura 61.** Perfil vertical estratigráfico do ponto 01PMe; Diagramas de Pejrup (1988) e Shepard (1954); Distribuição Granulométrica.

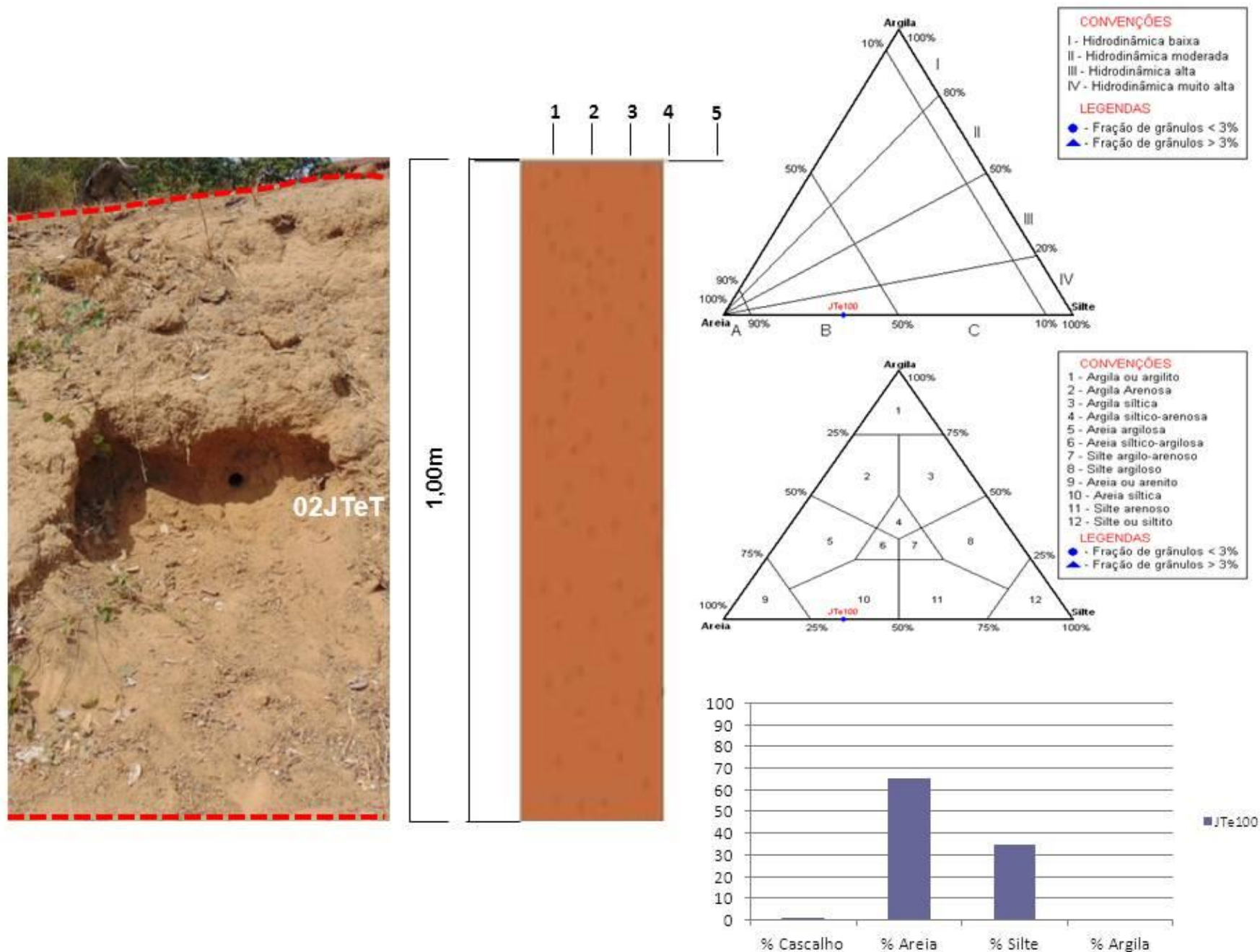
O segundo ponto (02JTe) é um perfil de uma encosta na margem direita do rio nas proximidades de um terraço fluvial, no município de Juazeiro (Figura 62).



**Figura 62.** Ponto 02JTe, localização do perfil topográfico C-D, 2015.  
**Fonte:** Levantamento de campo, 2015 e SRTM, 2011.

O perfil e a respectiva amostra coletada (02JTeT), constitui-se de um depósito areno-siltoso muito fino, com presença de cascalho sub-angular a sub-arredondado em um só pacote sedimentar espesso e compacto de 1,00 m de comprimento. Apresenta coloração marrom-amarelado, aparentemente homogêneo e pouca estratificação, com quartzo e material semelhante ao carvão (muito frágil). Situa-se na margem da calha direita do rio, típico de topo de terraço fluvial com declive suave em forma de rampa exibindo acumulação aluvio-coluvionar proveniente de áreas de inundação da planície, mas apresentando indícios de deposição neogênica (resíduos sólidos) por forte interferência antrópica. Esta condição indica proximidade e proveniência relacionada a eventos de hidrodinâmica muito alta (Figura 63).

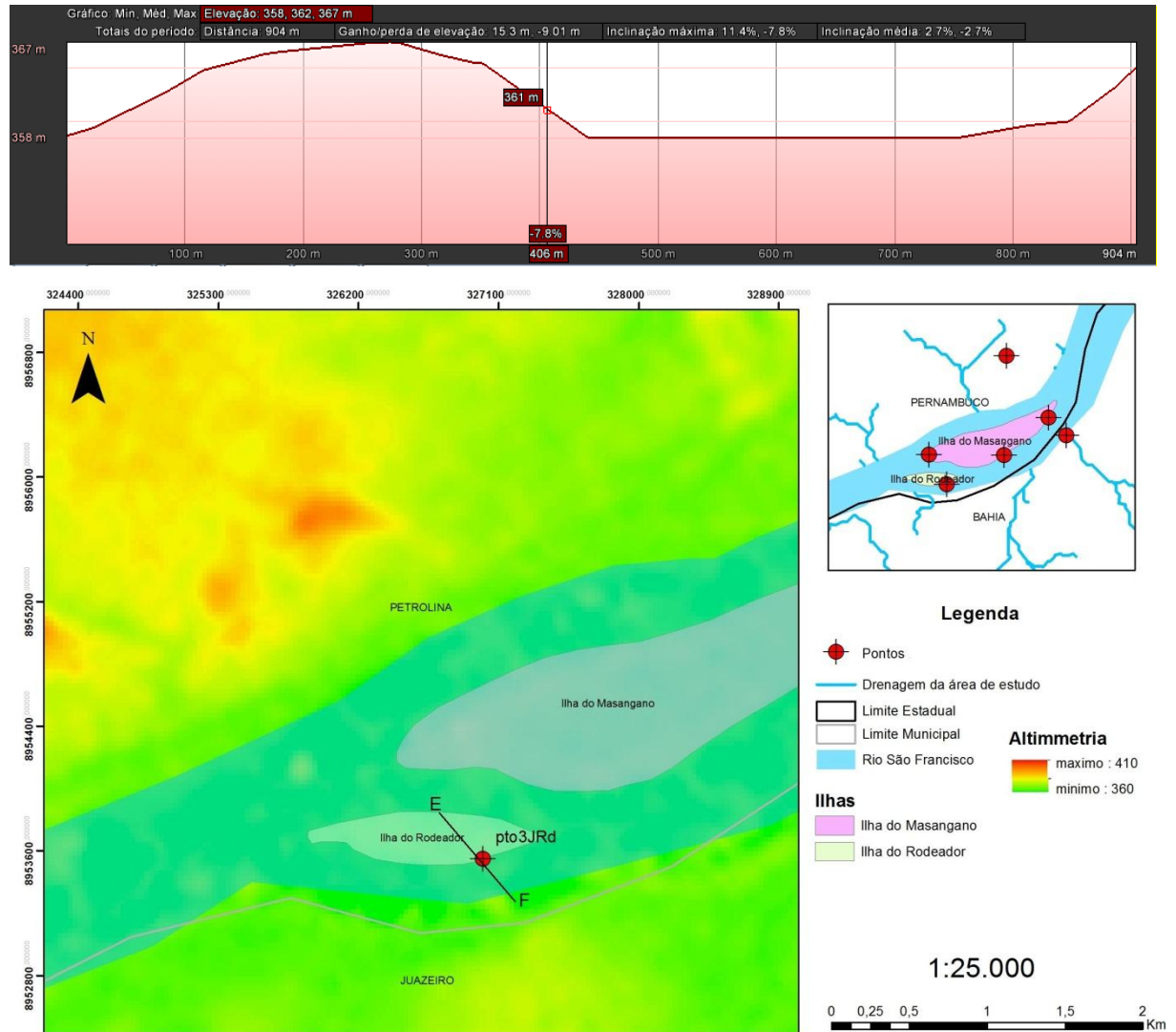




**Figura 63.** Perfil vertical estratigráfico do ponto 02JTe; Diagramas de Pejrup (1988) e Shepard (1954); Distribuição Granulométrica.



O terceiro ponto (03JRd) situa-se na margem direita da ilha do Rodeador em um dique marginal remanescente de barra fluvial retrabalhada pelo vento, disposto verticalmente semelhante a uma formação de duna (Figura 64).



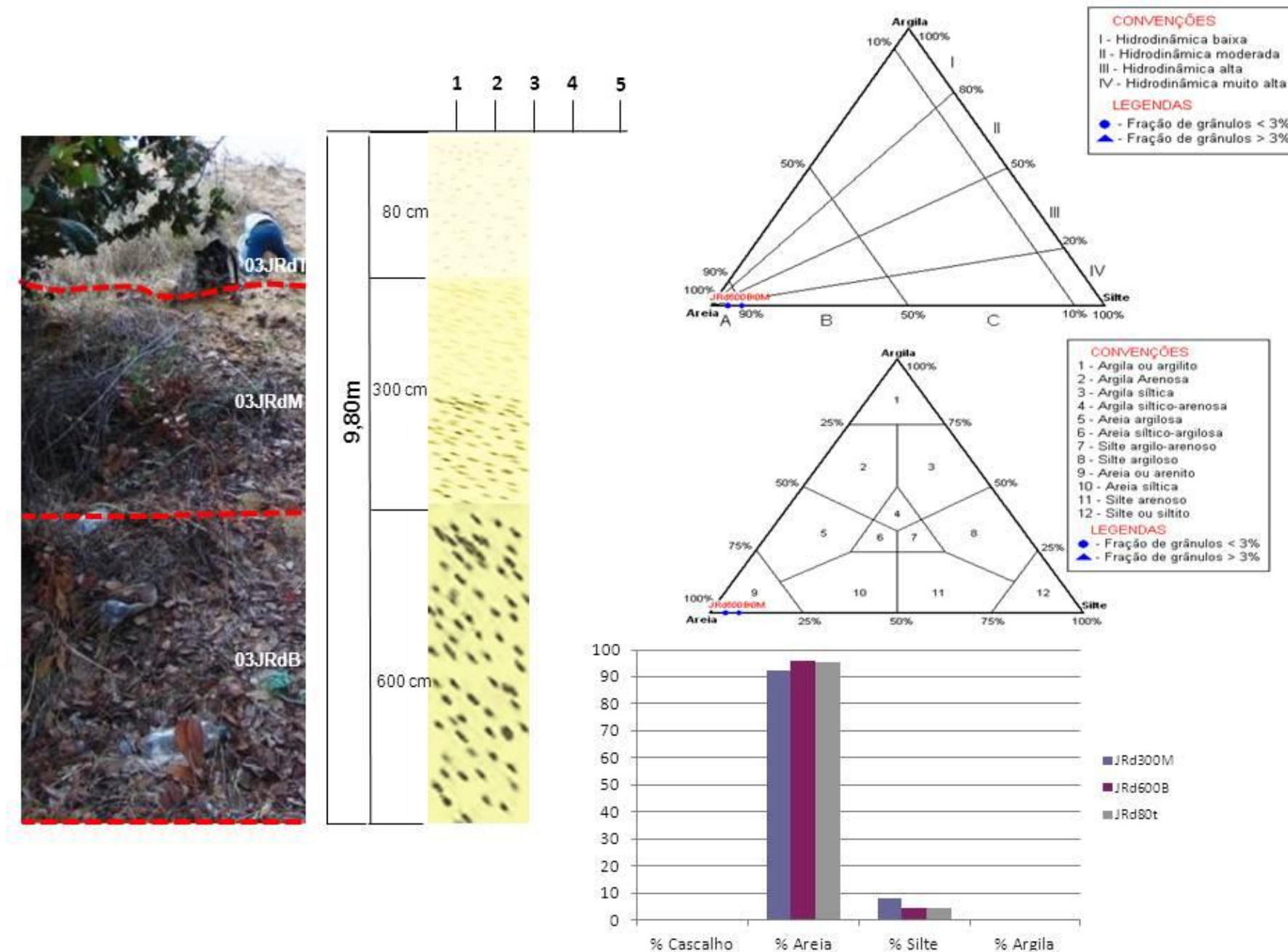
**Figura 64.** Ponto 03JRd, localização do perfil topográfico E-F, 2015.  
**Fonte:** Levantamento de campo, 2015 e SRTM, 2011.

Este perfil corresponde a um depósito arenoso fino a muito fino, em pacote espesso e extenso com 9,80 m de comprimento, coloração marrom muito claro-acinzentada, homogêneo e pouquíssima estratificação, de baixa coesão, situado em uma encosta semelhante a um dique marginal na margem direita da Ilha do Rodeaouro, com declive acentuado em direção ao canal. A predominância de grãos de esfericidade discoidal e subdiscoidal, e grau de arredondamento sub-arredondado e sub-angular, indicam que apesar da procedência aluvial com rolamento a longa distância sofre forte retrabalhamento da ação eólica com fonte acumulativa próxima, resultante dos depósitos fluviais do São Francisco que constituem os terraços, as planícies e as barras arenosas (Figura 65).

Sua primeira amostra (03JRdT) corresponde ao topo, com 80 cm e textura arenosa muito fina, coloração amarelo opaco-acinzentada com pigmentos escuros associados a presença de humus e de tubos de matéria orgânica (sistema radicular vegetal) sobretudo de estrato herbáceo. Neste ponto, assim como ao longo de todo perfil, ocorre constante carreamento de sedimentos por gravidade e escoamento superficial vertente abaixo em direção à base e ao leito do rio.

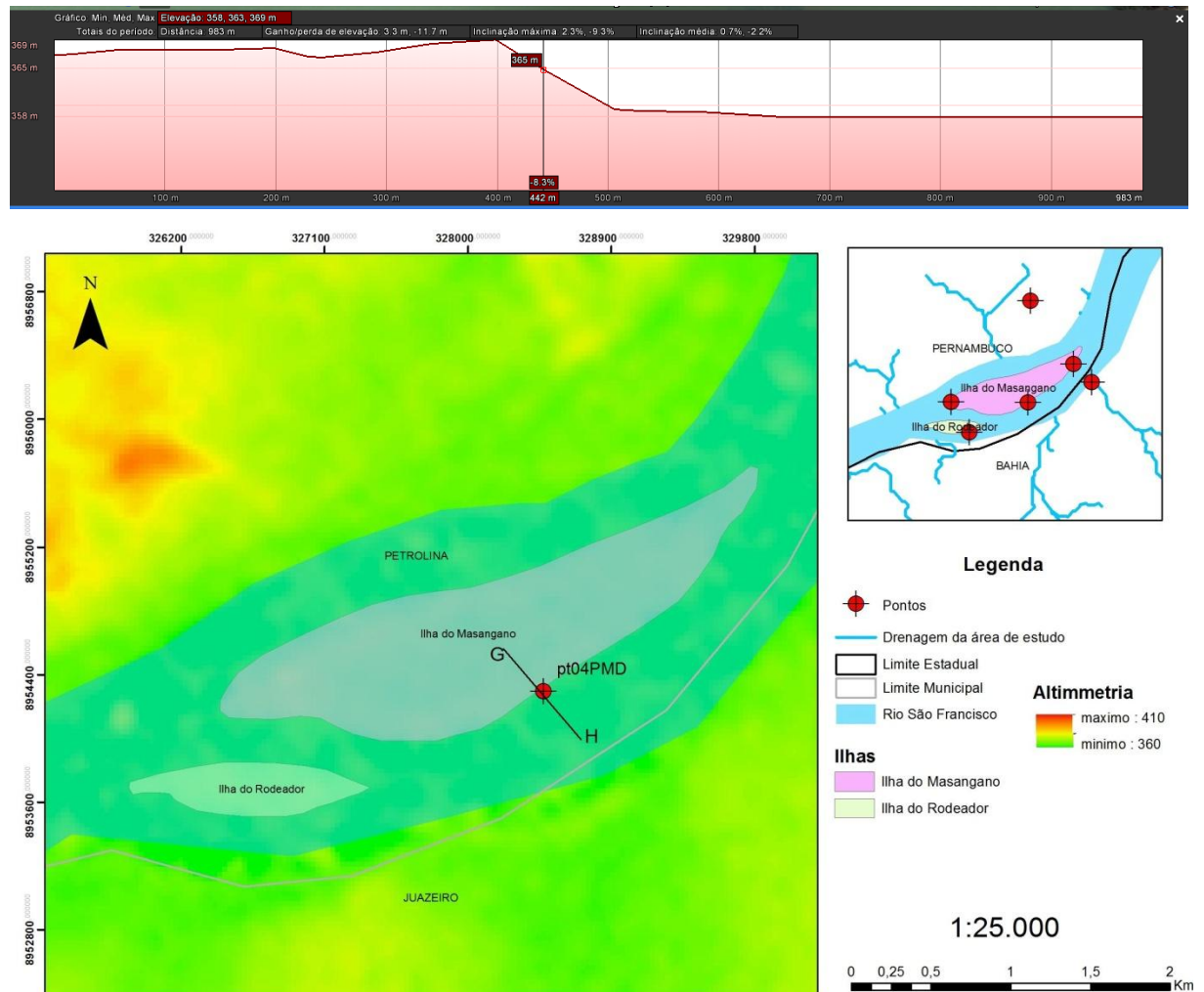
A segunda amostra (03JRdM) situa-se no meio do perfil, com uma extensão de 300 cm, apresentando as mesmas características da seção superior, porém com uma textura de areia fina e muito pouca síltica, além de revestimento vegetal mais denso com estrato herbáceo-arbustivo.

A terceira amostra (03JRdB) está situada na base e possui a maior extensão do perfil com 600 cm, textura arenosa fina, porém um pouco mais cascalhenta pela proximidade com a rocha matriz. Também apresenta densidade vegetal e presença de húmus, inclusive com serapilheira no solo.



**Figura 65.** Perfil vertical estratigráfico do ponto 03JRd; Diagramas de Pejrup (1988) e Shepard (1954); Distribuição Granulométrica.

O quarto ponto (04PMD) corresponde a uma encosta muito arenosa na margem direita da ilha do Massangano situada em uma porção mais centralizada, assemelhada a um dique com forte declive em direção à margem recoberta por um pacote arenoso (Figura 66).



**Figura 66.** Ponto 04PMD, localização do perfil topográfico G-H, 2015.

**Fonte:** Levantamento de campo, 2015 e SRTM, 2011.

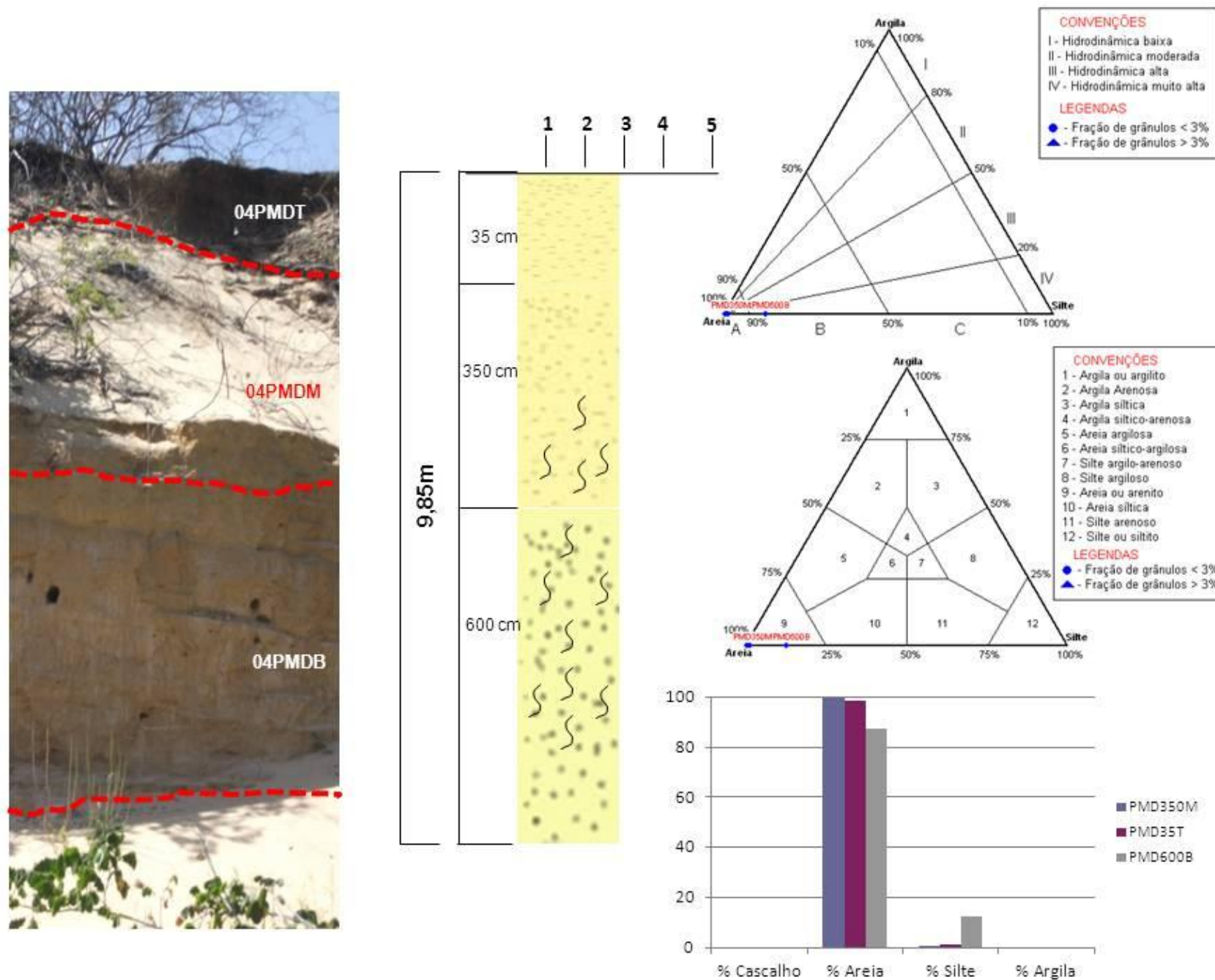
O perfil apresenta uma morfoestratigrafia de depósito aluvial arenoso pouco estratificado (discordante) e laminar, medindo 9,85 m de comprimento, espesso e aparentemente homogêneo proveniente de um sistema deposicional relacionado a uma hidrodinâmica alta a muita alta com remobilizado pela ação eólica constante sobre os sedimentos aluviais que se dispõem em queda vertical formando em alguns pontos leques aluviais (Figura 67).

A primeira amostra (04PMDT) corresponde ao topo com 35 cm. Apresenta textura arenosa, coloração cinzenta-escurecida que pode estar associada a silicatos de alumínio oxidados além da presença de húmus e discreto mosqueamento ao redor de tubos de matéria orgânica (sistema radicular vegetal). Percebe-se uma intensa remobilização de sedimentos por gravidade (vertente abaixo), proveniente da ação eólica e do escoamento superficial.

A segunda amostra (04PMDM) situa-se no meio do perfil com 350 cm de comprimento, textura também arenosa, coloração cinzento-amarelada e pouco mosqueamento. Na parte mais inferior possui estrutura horizontalmente disposta, com depósito laminado e intemperizado proveniente do escoamento linear, além de retrabalhamento eólico.

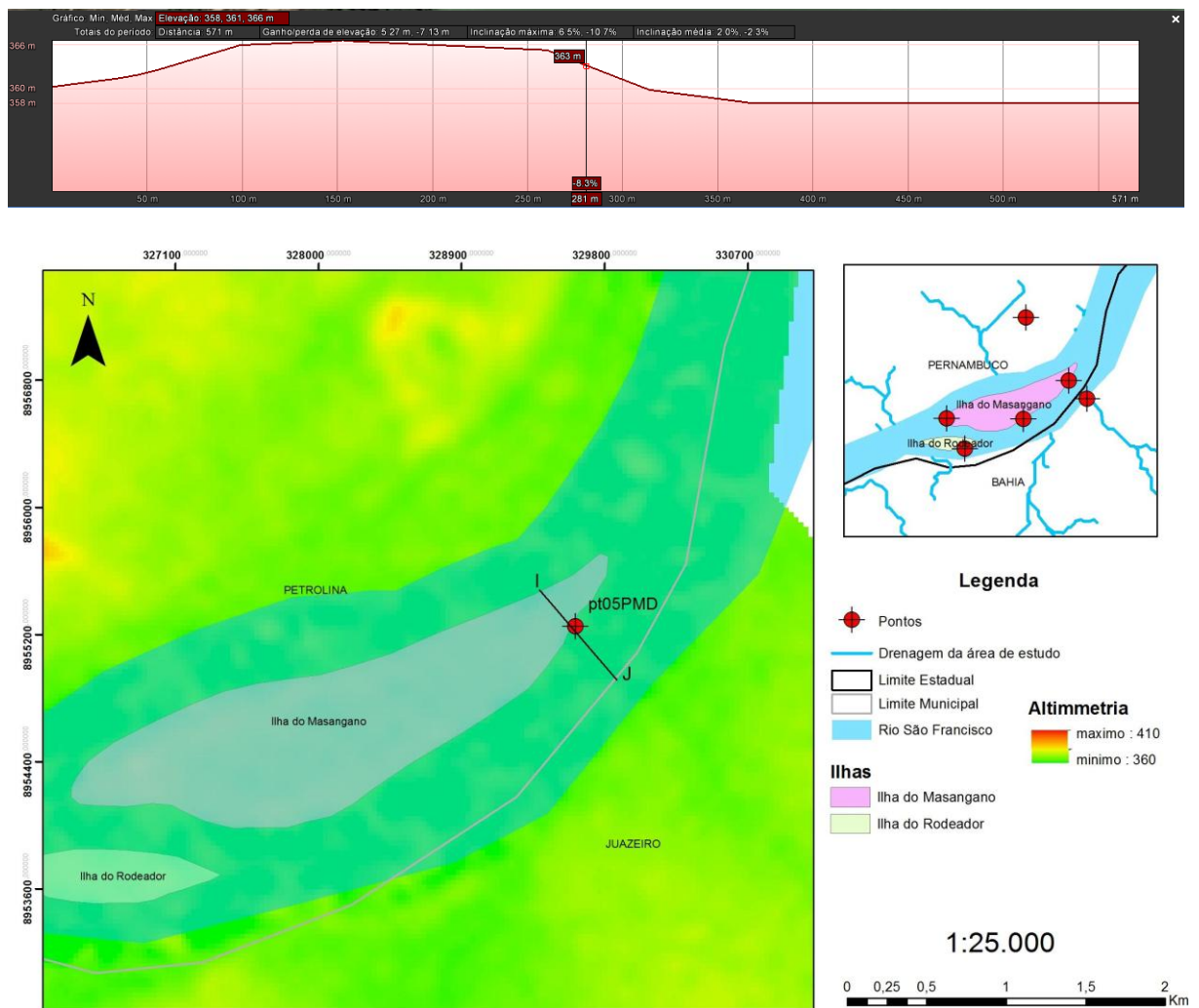
A terceira coleta (04PMDB), com 600 cm de comprimento, corresponde à base do perfil, com textura arenosa e pouco siltosa, homogêneo e estratificado (discordante) coloração amarelo-acinzentada e visível mosqueamento. Possui também estrutura suportada em matriz compacta laminada e seixos com clastos isolados de formato subarredondado e subanguloso, proveniente de regime de hidrodinâmica alta.





**Figura 67.** Perfil vertical estratigráfico do ponto 04PMD; Diagramas de Pejrup (1988) e Shepard (1954); Distribuição Granulométrica.

O quinto ponto (05PMD) situa-se também na margem direita da ilha do Massangano, mas na parte extrema a jusante, configurando um dique frontal e/ou encosta na borda de um terraço remanescente de planície atualmente submetido à erosão por solapamento e escoamentos superficiais difusos e de ravinas no solo (*Rill erosion*) em forma de dutos (*Pipes*). No leito do rio, nas suas proximidades ocorrem soleiras fluviais, bancos arenosos e áreas de forte fluxo e áreas de ressurgência, evidenciando a colmatação e barras por acréscimo vertical (*overbank*) (Figura 68).



**Figura 68.** Ponto 05PMD, localização do perfil topográfico I-J, 2015.  
**Fonte:** Levantamento de campo, 2015 e SRTM, 2011.

Neste perfil, com um comprimento de 3,0 m, coloração variada de marrom claro-amarelada a marrom escuro-alaranjada, apresentando um pacote homogêneo com estrutura maciça e estratificada (discordante), em um sistema fluvial e de escoamento das chuvas em condições de hidrodinâmica alta e maior competência erosiva (Figura 69), foram coletadas 05 amostras:

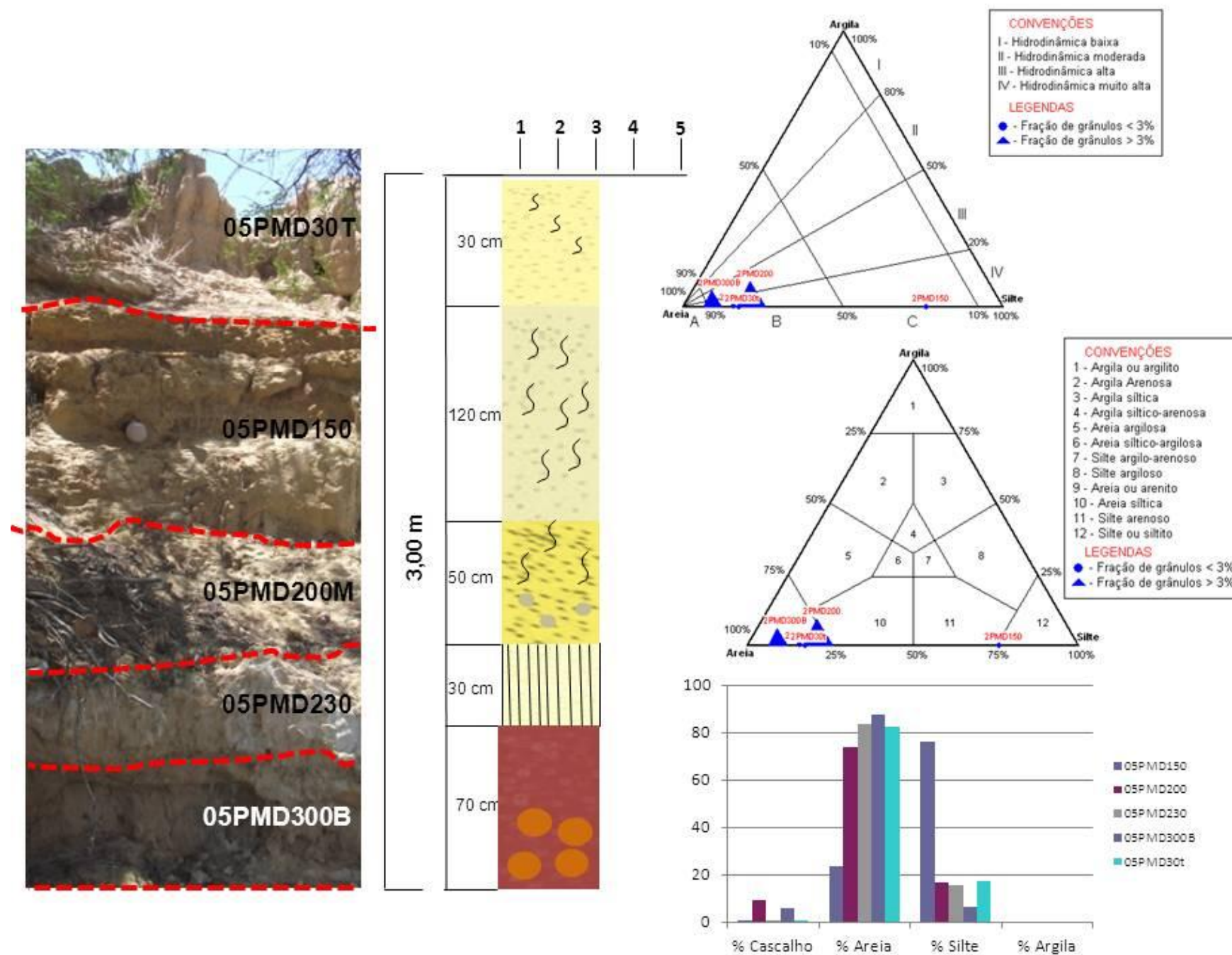
- A primeira (05PMD30T) situada no topo (entre 0 a 30 cm) apresentando textura areno-siltosa muito fina, cor amarelo-claro com mosqueamento pouco nítido, estrutura relativamente prismática menos coesa por ação dos intemperes e susceptível a erosão por escoamento superficial de hidrodinâmica muito alta.

- A segunda (05PMD150) situada logo abaixo (entre 30 a 150 cm) apresentando cor acinzentado-amarelada bastante mosqueada, com sedimentos silticos de textura grosseira, estrutura mais inconsistente e sujeita a intemperização.

- A terceira (05PMDM) situa-se entre 150 a 200 cm, apresentando mosqueamento ao redor de tubos de matéria orgânica (raízes) de cor laranja-amarelada e textura areno-siltosa fina sustentada com um pouco de cascalho.

- A quarta (05PMD230) constituída de espesso depósito laminado, típico de aluvião e situado entre 200 a 230 cm, possui cor amarelo-claro e textura areno-siltosa muito fina. Está sobre influência do constante fluxo fluvial e da ação intempérica hídrica promovendo oxidação intensa.

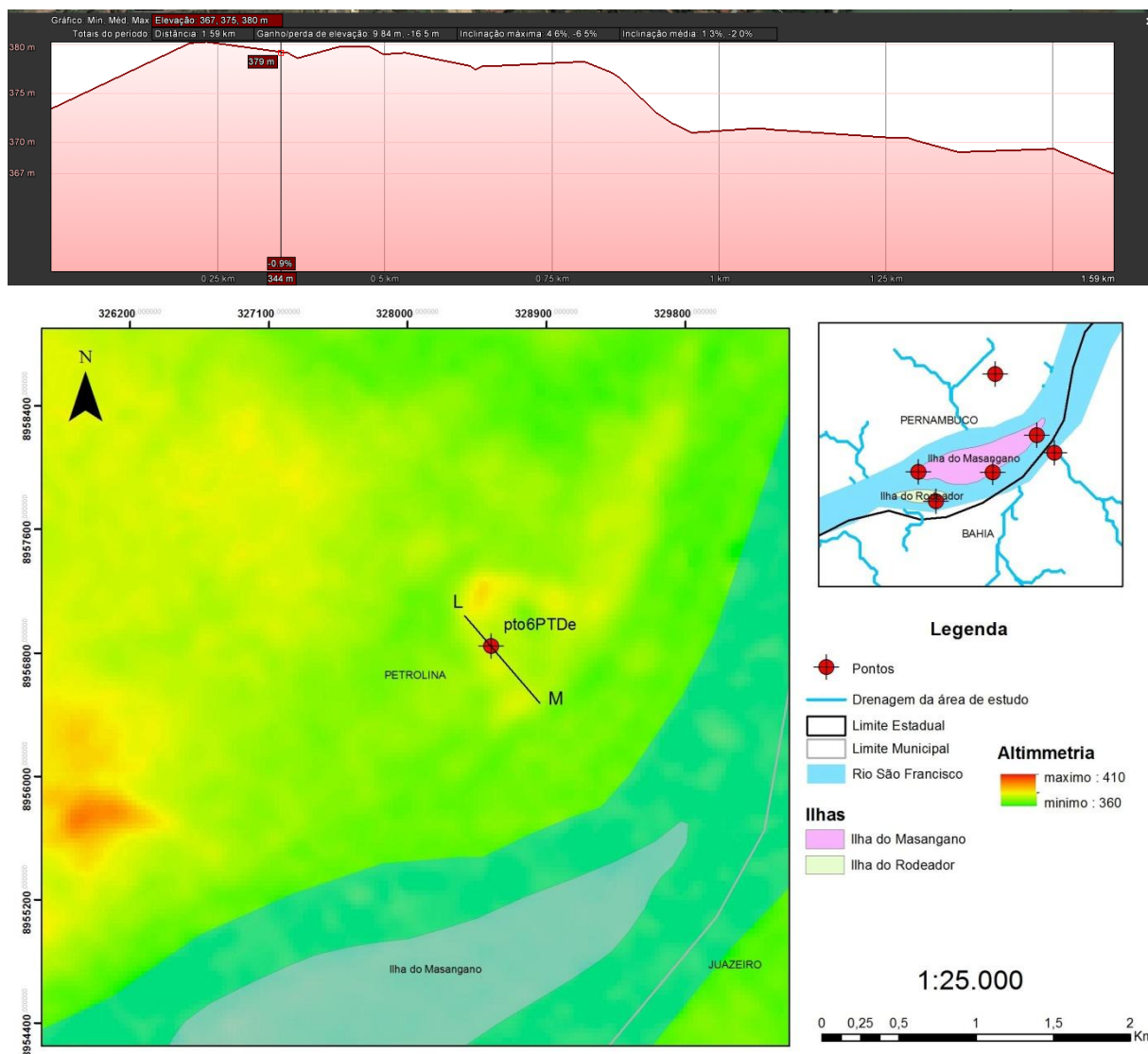
- A quinta (05PMD300B) se encontra na base do perfil (entre 230 a 300 cm) com depósito areno-siltoso e intercalação de cascalho sobrejacente à rocha matriz bastante intemperizada de cor vermelha com manchas brancas e estrutura em blocos consistentes e pontualmente esféricos e com grau de arredondamento predominante sub-angular proveniente de hidrodinâmica alta, estando sujeita a erosão fluvial por solapamento.



**Figura 69.** Perfil vertical estratigráfico do ponto 05PMD; Diagramas de Pejrup (1988) e Shepard (1954); Distribuição Granulométrica.



O sexto ponto (06PTDe) está situado na planície com dunas e extensos mantos de areia mais afastada da margem esquerda do rio pertencente ao município de Petrolina, onde a abundância deste material desenvolve a extração destes areais para a construção civil. Configura-se um grande barranco arenoso sobrejacente ao terraço fluvial que faz parte de uma duna parabólica composta predominantemente de sedimentos arenosos indicando a acumulação de material aluvionar por remobilização eólica (Figura 70).



**Figura 70.** Ponto 06PTDe, localização do perfil topográfico L-M, 2015.

**Fonte:** Levantamento de campo, 2015 e SRTM, 2011.

O perfil corresponde a um pacote com 25,0 m de extensão e bastante espesso, apresentando-se relativamente homogêneo, cor predominante marrom muito claro com faces esbranquiçadas e compactação moderada, textura arenosa e pouco siltosa, estrutura maciça recoberta por material inconsolidado sujeita a transporte dos ventos por suspensão e saltação e

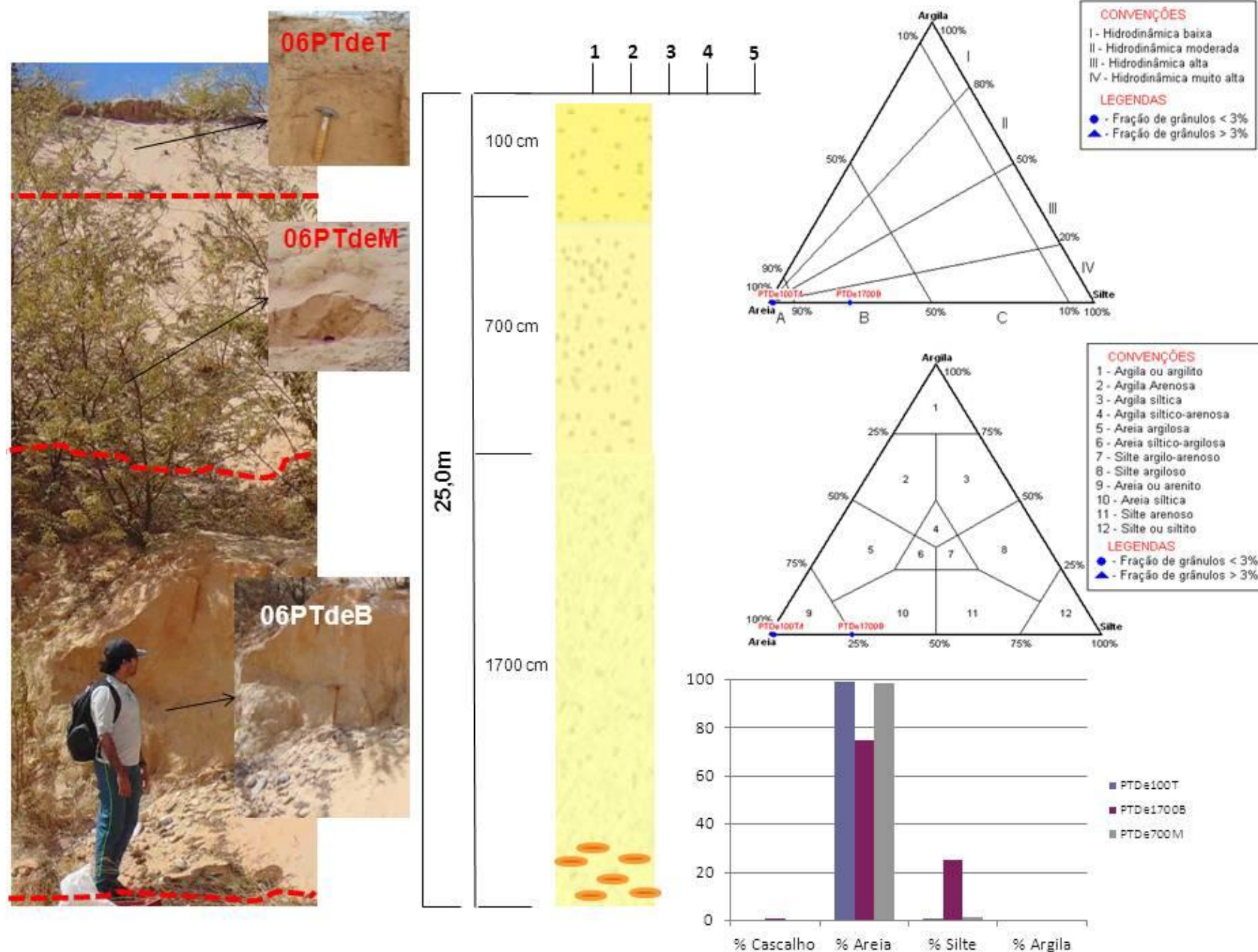


queda por desprendimento vertical. Trata-se de um depósito de origem flúvio-eólico associado à hidrodinâmica muito alta, ou seja, deposição pós-enchentes em chuvas torrenciais (Figura 71).

A primeira amostra coletada (06PTDeT) ocorreu no Topo com 100 cm de comprimento, apresenta cor laranja-amarelo-claro, homogêneo e pouca estratificação (discordante), textura arenosa fina e compactação moderada, grãos com esfericidade predominante sub-discoidal e grau de arredondamento sub-arredondado, além de pequenos tubos de matéria orgânica (sistema radicular vegetal) do estrato herbáceo sobrejacente. Possui estrutura pouco consistente e erodível a ação pluvial e eólica.

A segunda amostra (06PTDeM) corresponde ao meio do perfil com 700 cm de comprimento, apresenta cor marrom claro com faces pontuais cinza-claros, estratificação discordante pouco aparente, textura arenosa fina e compactação fraca, estrutura menos coesa e inconsistente, grãos com esfericidade predominante sub-discoidal e grau de arredondamento sub-angular, bem como, sistema radicular de estrato herbáceo-arbustivo. Os sedimentos estão sujeitos a forte mobilidade eólica por saltação e desmoronamento gravitacional.

A terceira amostra (06PTDeB) ocorreu na base com 1700 cm de comprimento, apresenta cor marrom muito clara com faces pontuais cinza-claros, homogêneo e estratificação pouco aparente (discordante), textura areno-siltosa fina e pouco cascalhenta, moderadamente compacta e estrutura maciça, grãos esfericamente discoidais a sub-discoidais e arredondamento sub-angular a sub-arredondado. Intercalações de cascalheira clastos suportadas sobre a rocha matriz intemperizada em meio aquoso em um nível de terraço imerso na planície de inundação estando relacionadas a depósitos de enchente de hidrodinâmica alta, atualmente recoberto por mantos arenosos de retrabalhamento eólico.



**Figura 71.** Perfil vertical estratigráfico do ponto 06PTDe; Diagramas de Pejrup (1988) e Shepard (1954); Distribuição Granulométrica.

## 5.2 Granulometria e Morfoscopia dos sedimentos

A granulometria das amostras coletadas de acordo com as seções verticais dos perfis (topo, meio e base), apresenta-se predominantemente constituída por areia fina a muito fina, e pouco siltosa, com um grau de seleção moderada a pobre. A exceção se deu na amostra coletada no ponto cinco logo abaixo da seção do topo, em uma seção vertical com 150 cm de comprimento (05PMD), com composição de silte grosso, grau de seleção moderada e um pacote mais compacto e coeso. A maioria das amostras apresenta curtose Platicúrtica ou Mesocúrtica, divergindo apenas nas amostras de topo dos pontos 04 e 05 com curtose leptocúrtica e na base deste mesmo ponto com curtose muito leptocúrtica. No entanto, a maior divergência se deu na assimetria dos sedimentos que varia de não simétrica a aproximadamente simétrica, principalmente nos topos, e muito não simétrica no meio e simétrica na base; e algumas discordâncias relevantes como as bases dos pontos 03JRd aproximadamente simétrica e 05PMD muito não simétrica (Tabela 11)

A pouca heterogeneidade granulométrica dos sedimentos indica a proveniência e escala espaço-temporal curta dos processos e eventos superficiais de natureza geomófológica atuantes na paisagem, sobretudo quaternária/neogênica. Trata-se de uma paisagem em uma ambiência fluvial bastante dinâmica, em que estes sedimentos superficiais estão submetidos a fatores que se interpõem e se modificam com certa constância de modo a alcançar o equilíbrio no sistema hidrológico, predominando a geomorfogênese erosiva/deposicional do escoamento pluvial e dos rios, a remoção dos ventos e as derivações do uso e ocupação humana.

**Tabela 11 - Classificação, seleção, assimetria e curtose das amostras sedimentológicas nas ilhas do Massangano e Rodeadouro**

| Amostras           | Classificação    | Seleção                   | Assimetria                | Curtose            | % Cascalho | % Areia | % Silte | % Argila |
|--------------------|------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------|------------|---------|---------|----------|
| <b>01PMe40T</b>    | Areia fina       | Moderadamente selecionado | Negativa                  | Platicúrtica       | 0          | 99,93   | 0,06581 | 0        |
| <b>01PMe200M</b>   | Areia muito fina | Moderadamente selecionado | Muito negativa            | Platicúrtica       | 0          | 42,1    | 57,9    | 0        |
| <b>01PMe240B</b>   | Areia fina       | Moderadamente selecionado | Positiva                  | Platicúrtica       | 0          | 96,62   | 3,378   | 0        |
| <b>02JTe100T</b>   | Areia muito fina | Moderadamente selecionado | Aproximadamente simétrica | Mesocúrtica        | 0,1511     | 65,41   | 34,44   | 0        |
| <b>03JRd80T</b>    | Areia muito fina | Moderadamente selecionado | Aproximadamente simétrica | Platicúrtica       | 0          | 95,65   | 4,351   | 0        |
| <b>03JRd300M</b>   | Areia fina       | Moderadamente selecionado | Positiva                  | Mesocúrtica        | 0          | 92,18   | 7,821   | 0        |
| <b>03JRd600B</b>   | Areia fina       | Moderadamente selecionado | Aproximadamente simétrica | Mesocúrtica        | 0,08417    | 95,7    | 4,219   | 0        |
| <b>04PMD35T</b>    | Areia fina       | Moderadamente selecionado | Aproximadamente simétrica | Leptocúrtica       | 0          | 98,62   | 1,383   | 0        |
| <b>04PMD350M</b>   | Areia fina       | Moderadamente selecionado | Negativa                  | Platicúrtica       | 0          | 99,62   | 0,3774  | 0        |
| <b>04PMD600B</b>   | Areia muito fina | Moderadamente selecionado | Positiva                  | Platicúrtica       | 0          | 87,44   | 12,56   | 0        |
| <b>05PMD30T</b>    | Areia muito fina | Moderadamente selecionado | Aproximadamente simétrica | Mesocúrtica        | 0,1233     | 82,39   | 17,49   | 0        |
| <b>05PMD150</b>    | Silte grosso     | Moderadamente selecionado | Muito negativa            | Leptocúrtica       | 0,155      | 23,86   | 75,98   | 0        |
| <b>05PMD200M</b>   | Areia fina       | Pobremente selecionado    | Negativa                  | Platicúrtica       | 9,26       | 73,93   | 16,81   | 0        |
| <b>05PMD230</b>    | Areia muito fina | Moderadamente selecionado | Aproximadamente simétrica | Mesocúrtica        | 0,4567     | 83,71   | 15,83   | 0        |
| <b>05PMD300B</b>   | Areia fina       | Pobremente selecionado    | Muito negativa            | Muito leptocúrtica | 5,769      | 87,66   | 6,573   | 0        |
| <b>06PTDe100T</b>  | Areia fina       | Moderadamente selecionado | Aproximadamente simétrica | Leptocúrtica       | 0          | 99,04   | 0,9622  | 0        |
| <b>06PTDe700M</b>  | Areia fina       | Moderadamente selecionado | Positiva                  | Mesocúrtica        | 0          | 98,43   | 1,568   | 0        |
| <b>06PTDe1700B</b> | Areia fina       | Pobremente selecionado    | Positiva                  | Platicúrtica       | 0,04409    | 74,96   | 25      | 0        |

Fonte: Organização Luiz Henrique Lyra, 2016 (Folk e Ward, 1957).

Os dados da morfoscopia demonstraram a morfologia dos grãos, cor, densidade aparente e grau de coesão. A partir da granulometria e da morfologia dos grãos é possível estimar se os grãos constituintes do depósito sedimentar foram carreados por um longo percurso ou não, além de elucidar as condições do seu transporte.

A análise morfoscópica das amostras de sedimentos dos perfis apresentou uma predominância de minerais de quartzo com grãos de textura brilhante e translúcido que variam de muito angular, angular, sub-angular, sub-arredondado a arredondados em praticamente todos os perfis, com exceção em grande parte das bases das margens e terraços das ilhas que se configuraram um pouco bem arredondados (Quadro 03).

Quanto a Esfericidade das amostras varia de baixa a mediana, mas a maior proporção está constituída por grãos sub-discoidais, discoidais, esféricos, sub-prismoidais e prismoidais, indicando sedimentos trabalhados pelos fluxos de transporte de forma pontual e concentrada, especificamente nas áreas de acumulação fluvial como as barras laterais ou longitudinais, terraços e baixadas de inundação, associados a eventos extremos como as cheias. Além disso, ainda demonstram que o transporte e a deposição foram de curta distância a partir de uma fonte relativamente próxima. Pode-se inferir que mesmo nas áreas de configuração eólica, como depósitos arenosos com formação de dunas e mantos, os valores variáveis de assimetria corroboram a hipótese de que suas áreas fontes foram de origem fluvial, ou seja, depositadas pelo rio nos terraços e barras fluviais.

Trata-se de um cenário tipicamente aluvionar, mas com forte influência eólica, ou seja, flúvio-eólica. São vários os pontos em que os sedimentos interagem, como formações de dunas e mantos arenosos sobrejacentes aos terraços e barras aluviais, como o 03JRd80T, 03JRd300M, 03JRd600B na margem direita da Ilha do Rodeaouro, 04PMD35T, 04PMD350M, 04PMD600B na margem direita da ilha do Massangano e os 06PTDe100T, 06PTDe700M e 06PTD1700B na margem esquerda em Petrolina.



**Quadro 03 – Síntese morfooscópica das amostras sedimentológicas nas ilhas do Massangano e Rodeadouro**

| Amostra          | Distribuição por tamanho | Esfericidade  | Arredondamento  | Textura Superficial                      | Opacidade  | Minerais   |
|------------------|--------------------------|---|---|--|--|--|
| <b>01PMe40T</b>  | Homogêneo                | Prismoidal 2%<br>Sub-prismoidal 11%<br>Esférico 42%<br>Sub-discoidal 30%<br>Discoidal 15% | Muito Angular 13%<br>Angular 26%<br>Sub-Angular 23%<br>Sub-Arredondado 22%<br>Arredondado 16%<br>Bem Arredondado 0% | Brilhante 44%<br>Polida 20%<br>Fosca 36% | Transparente 67%<br>Opaco 15%<br>Translúcido 18% | Quartzo  |
| <b>01PMe200M</b> | Homogêneo                | Prismoidal 3%<br>Sub-prismoidal 19%<br>Esférico 50%<br>Sub-discoidal 24%<br>Discoidal 4%  | Muito Angular 3%<br>Angular 35%<br>Sub-Angular 29%<br>Sub-Arredondado 27%<br>Arredondado 5%<br>Bem Arredondado 1%   | Brilhante 46%<br>Polida 10%<br>Fosca 44% | Transparente 15%<br>Opaco 22%<br>Translúcido 63% | Quartzo  |
| <b>01PMe240B</b> | Homogêneo                | Prismoidal 5%<br>Sub-prismoidal 11%<br>Esférico 49%<br>Sub-discoidal 25%<br>Discoidal 10% | Muito Angular 6%<br>Angular 27%<br>Sub-Angular 24%<br>Sub-Arredondado 27%<br>Arredondado 14%<br>Bem Arredondado 2%  | Brilhante 63%<br>Polida 21%<br>Fosca 16% | Transparente 25%<br>Opaco 21%<br>Translúcido 54% | Quartzo  |
| <b>02JTe100T</b> | Heterogêneo              | Prismoidal 1%<br>Sub-prismoidal 6%<br>Esférico 6%<br>Sub-discoidal 39%<br>Discoidal 48%   | Muito Angular 14%<br>Angular 20%<br>Sub-Angular 47%<br>Sub-Arredondado 18%<br>Arredondado 1%<br>Bem Arredondado 0%  | Brilhante 81%<br>Polida 4%<br>Fosca 15%  | Transparente 9%<br>Opaco 8%<br>Translúcido 83%   | Quartzo e material semelhante ao carvão (muito frágil) |

|                  |           |  |  |  |   |         |
|------------------|-----------|--|--|--|---|---------|
| <b>03JRd80T</b>  | Homogêneo | Prismoidal 1%<br>Sub-prismoidal 5%<br>Esférico 2%<br>Sub-discoidal 42%<br>Discoidal 50%  | Muito Angular 12%<br>Angular 19%<br>Sub-Angular 33%<br>Sub-Arredondado 34%<br>Arredondado 2%<br>Bem Arredondado 0% | Brilhante 80%<br>Polida 5%<br>Fosca 15%  | Transparente 6%<br>Opaco 1%<br>Translúcido 93%  | Quartzo |
| <b>03JRd300M</b> | Homogêneo | Prismoidal 0%<br>Sub-prismoidal 1%<br>Esférico 1%<br>Sub-discoidal 43%<br>Discoidal 55%  | Muito Angular 2%<br>Angular 16%<br>Sub-Angular 31%<br>Sub-Arredondado 33%<br>Arredondado 17%<br>Bem Arredondado 1% | Brilhante 71%<br>Polida 15%<br>Fosca 14% | Transparente 4%<br>Opaco 6%<br>Translúcido 90%  | Quartzo |
| <b>03JRd600B</b> | Homogêneo | Prismoidal 0%<br>Sub-prismoidal 6%<br>Esférico 2%<br>Sub-discoidal 27%<br>Discoidal 65%  | Muito Angular 2%<br>Angular 15%<br>Sub-Angular 32%<br>Sub-Arredondado 37%<br>Arredondado 12%<br>Bem Arredondado 2% | Brilhante 77%<br>Polida 18%<br>Fosca 5%  | Transparente 6%<br>Opaco 2%<br>Translúcido 92%  | Quartzo |
| <b>04PMD35T</b>  | Homogêneo | Prismoidal 1%<br>Sub-prismoidal 11%<br>Esférico 67%<br>Sub-discoidal 20%<br>Discoidal 1% | Muito Angular 3%<br>Angular 19%<br>Sub-Angular 24%<br>Sub-Arredondado 30%<br>Arredondado 22%<br>Bem Arredondado 2% | Brilhante 72%<br>Polida 20%<br>Fosca 8%  | Transparente 30%<br>Opaco 1%<br>Translúcido 69% | Quartzo |
| <b>04PMD350M</b> | Homogêneo | Prismoidal 1%<br>Sub-prismoidal 4%<br>Esférico 0%<br>Sub-discoidal 44%<br>Discoidal 51%  | Muito Angular 12%<br>Angular 26%<br>Sub-Angular 33%<br>Sub-Arredondado 22%<br>Arredondado 7%<br>Bem Arredondado 0% | Brilhante 86%<br>Polida 5%<br>Fosca 9%   | Transparente 5%<br>Opaco 6%<br>Translúcido 89%  | Quartzo |

|                  |           |   |  |  |  |         |
|------------------|-----------|---|--|--|--|---------|
| <b>04PMD600B</b> | Homogêneo | Prismoidal 2%<br>Sub-prismoidal 3%<br>Esférico 12%<br>Sub-discoidal 33%<br>Discoidal 50%  | Muito Angular 6%<br>Angular 21%<br>Sub-Angular 35%<br>Sub-Arredondado 31%<br>Arredondado 7%<br>Bem Arredondado 0%  | Brilhante 75%<br>Polida 13%<br>Fosca 12% | Transparente 11%<br>Opaco 5%<br>Translúcido 84%  | Quartzo |
| <b>05PMD30T</b>  | Homogêneo | Prismoidal 1%<br>Sub-prismoidal 1%<br>Esférico 10%<br>Sub-discoidal 38%<br>Discoidal 50%  | Muito Angular 12%<br>Angular 21%<br>Sub-Angular 25%<br>Sub-Arredondado 41%<br>Arredondado 0%<br>Bem Arredondado 1% | Brilhante 79%<br>Polida 9%<br>Fosca 12%  | Transparente 8%<br>Opaco 4%<br>Translúcido 88%   | Quartzo |
| <b>05PMD150</b>  | Homogêneo | Prismoidal 0%<br>Sub-prismoidal 1%<br>Esférico 2%<br>Sub-discoidal 37%<br>Discoidal 60%   | Muito Angular 4%<br>Angular 15%<br>Sub-Angular 25%<br>Sub-Arredondado 53%<br>Arredondado 2%<br>Bem Arredondado 1%  | Brilhante 79%<br>Polida 9%<br>Fosca 12%  | Transparente 8%<br>Opaco 1%<br>Translúcido 91%   | Quartzo |
| <b>05PMD200M</b> | Homogêneo | Prismoidal 3%<br>Sub-prismoidal 24%<br>Esférico 40%<br>Sub-discoidal 28%<br>Discoidal 5%  | Muito Angular 10%<br>Angular 18%<br>Sub-Angular 25%<br>Sub-Arredondado 38%<br>Arredondado 9%<br>Bem Arredondado 0% | Brilhante 48%<br>Polida 14%<br>Fosca 38% | Transparente 36%<br>Opaco 14%<br>Translúcido 50% | Quartzo |
| <b>05PMD230</b>  | Homogêneo | Prismoidal 0%<br>Sub-prismoidal 05%<br>Esférico 07%<br>Sub-discoidal 39%<br>Discoidal 49% | Muito Angular 04%<br>Angular 25%<br>Sub-Angular 36%<br>Sub-Arredondado 34%<br>Arredondado 1%<br>Bem Arredondado 0% | Brilhante 87%<br>Polida 06%<br>Fosca 07% | Transparente 07%<br>Opaco 03%<br>Translúcido 97% | Quartzo |

|                    |           |   |  |  |  |         |
|--------------------|-----------|---|--|--|--|---------|
| <b>05PMD300B</b>   | Homogêneo | Prismoidal 6%<br>Sub-prismoidal 22%<br>Esférico 35%<br>Sub-discoidal 27%<br>Discoidal 10% | Muito Angular 6%<br>Angular 29%<br>Sub-Angular 40%<br>Sub-Arredondado 15%<br>Arredondado 8%<br>Bem Arredondado 2%  | Brilhante 55%<br>Polida 14%<br>Fosca 31% | Transparente 17%<br>Opaco 48%<br>Translúcido 35% | Quartzo |
| <b>06PTDe100T</b>  | Homogêneo | Prismoidal 3%<br>Sub-prismoidal 7%<br>Esférico 8%<br>Sub-discoidal 46%<br>Discoidal 35%   | Muito Angular 5%<br>Angular 13%<br>Sub-Angular 35%<br>Sub-Arredondado 41%<br>Arredondado 6%<br>Bem Arredondado 0%  | Brilhante 72%<br>Polida 15%<br>Fosca 13% | Transparente 31%<br>Opaco 6%<br>Translúcido 63%  | Quartzo |
| <b>06PTDe700M</b>  | Homogêneo | Prismoidal 0%<br>Sub-prismoidal 3%<br>Esférico 9%<br>Sub-discoidal 52%<br>Discoidal 36%   | Muito Angular 3%<br>Angular 15%<br>Sub-Angular 49%<br>Sub-Arredondado 29%<br>Arredondado 4%<br>Bem Arredondado 0%  | Brilhante 70%<br>Polida 10%<br>Fosca 20% | Transparente 22%<br>Opaco 6%<br>Translúcido 72%  | Quartzo |
| <b>06PTDe1700B</b> | Homogêneo | Prismoidal 0%<br>Sub-prismoidal 6%<br>Esférico 2%<br>Sub-discoidal 27%<br>Discoidal 65%   | Muito Angular 1%<br>Angular 20%<br>Sub-Angular 33%<br>Sub-Arredondado 32%<br>Arredondado 12%<br>Bem Arredondado 2% | Brilhante 76%<br>Polida 9%<br>Fosca 15%  | Transparente 11%<br>Opaco 2%<br>Translúcido 87%  | Quartzo |

Fonte: Organização Luiz Henrique Lyra, 2016 (Tucker, 1995).

A descrição dos perfis segundo a abordagem morfoestratigráfica, corroborada pelos dados sedimentológicos de granulometria e morfoscopia, estabeleceu às relações entre as superfícies geomorfológicas de sedimentação quaternária e seus materiais constituintes nos pontos selecionados correspondentes a unidades geomorfológicas deposicionais das ilhas e da planície fluvial em que está inserida, a partir das suas semelhanças e distinções contínuas ou descontínuas.



## 6 DATAÇÃO E GEOCRONOLOGIA DOS DEPÓSITOS E DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DA PAISAGEM FLUVIAL DO SUB-MÉDIO SÃO FRANCISCO

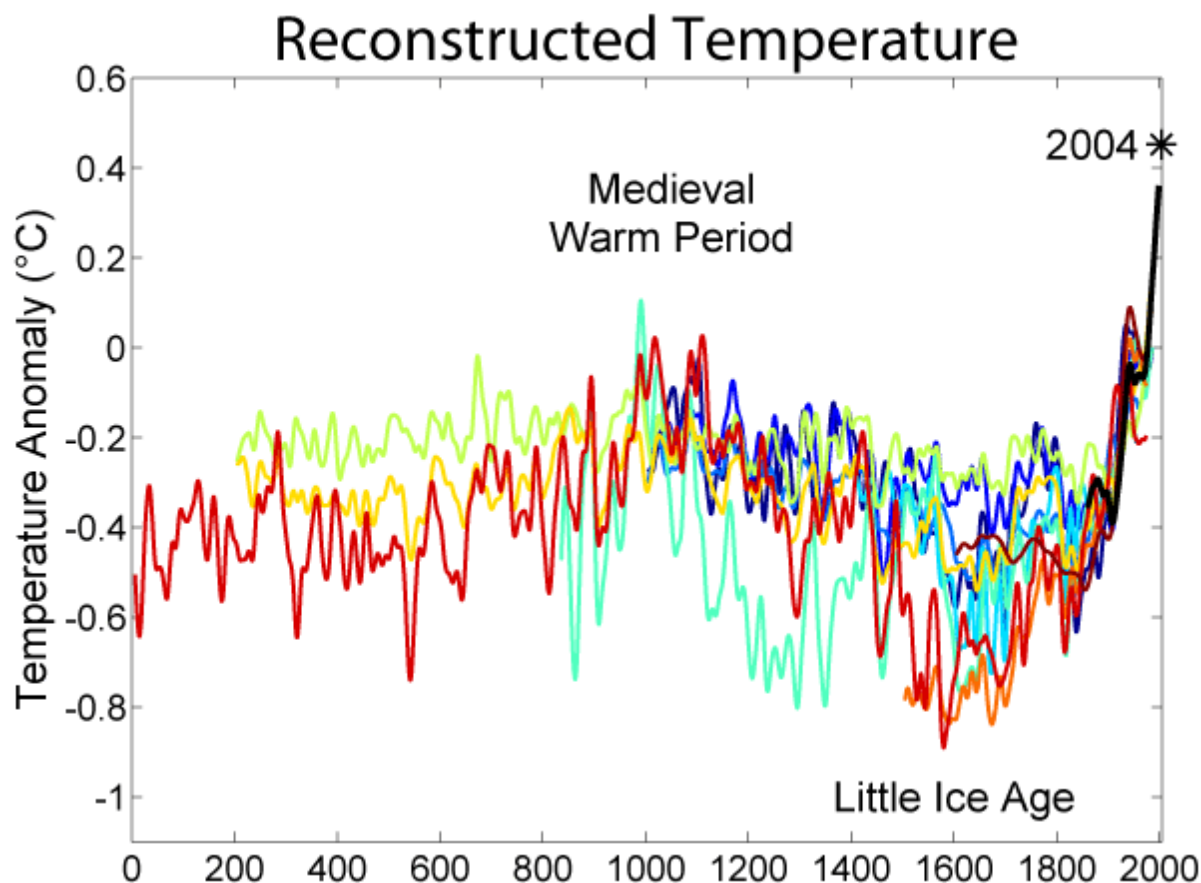
Os dados sedimentológicos e a datação das amostras nos depósitos das ilhas e na planície adjacente contribuíram para sua análise geocronológica e proposições sobre a dinâmica geomorfológica superficial e ambiental pré-existente. Nesta direção, foram realizadas 15 datações, obtendo-se os resultados com concentrações de radioisótopos e respectivas idades (Tabela 12).

**Tabela 12 - Resultados da datação (LOE) com distribuição anual de Th (Tório) e U (Urânio) das amostras sedimentológicas das ilhas**

| Amostra     | Th (ppm)           | U (ppm)           | Dose Anual ( $\mu$ Gy/ano) | Paleodose Média (Gy) | Idade Média (anos) |
|-------------|--------------------|-------------------|----------------------------|----------------------|--------------------|
| 01PMe40T    | 4,152 $\pm$ 0,149  | 1,256 $\pm$ 0,154 | 1.110 $\pm$ 90             | 0,03                 | < 100              |
| 01PMe200M   | 5,637 $\pm$ 0,203  | 1,431 $\pm$ 0,451 | 1.020 $\pm$ 140            | 0,04                 | < 100              |
| 01PMe240B   | 2,629 $\pm$ 0,095  | 0,862 $\pm$ 0,039 | 975 $\pm$ 70               | 0,16                 | 165 $\pm$ 20       |
| 02JTe100    | 10,521 $\pm$ 0,379 | 3,769 $\pm$ 0,429 | 3.075 $\pm$ 305            | 0,03                 | < 100              |
| 03JRd80T    | 2,661 $\pm$ 0,096  | 1,005 $\pm$ 0,744 | 1.310 $\pm$ 295            | 0,02                 | < 100              |
| 03JRd300M   | 4,235 $\pm$ 0,152  | 2,089 $\pm$ 0,093 | 1.375 $\pm$ 80             | 0,04                 | < 100              |
| 03JRd600B   | 4,520 $\pm$ 0,163  | 0,924 $\pm$ 0,295 | 1.250 $\pm$ 160            | 0,14                 | 115 $\pm$ 20       |
| 04PMD35T    | 3,411 $\pm$ 0,123  | 1,524 $\pm$ 0,405 | 1.070 $\pm$ 145            | 0,88                 | 825 $\pm$ 155      |
| 04PMD350M   | 2,063 $\pm$ 0,074  | 1,015 $\pm$ 0,213 | 865 $\pm$ 100              | 0,76                 | 880 $\pm$ 140      |
| 04PMD600B   | 1,412 $\pm$ 0,051  | 0,786 $\pm$ 0,135 | 665 $\pm$ 65               | 0,75                 | 1.130 $\pm$ 160    |
| 05PMD30T    | 7,624 $\pm$ 0,274  | 2,665 $\pm$ 0,097 | 2.115 $\pm$ 140            | 0,72                 | 340 $\pm$ 40       |
| 05PMD300B   | 4,852 $\pm$ 0,175  | 1,946 $\pm$ 0,211 | 1.600 $\pm$ 145            | 2,75                 | 1.720 $\pm$ 245    |
| 06PTDe100T  | 2,952 $\pm$ 0,106  | 1,291 $\pm$ 0,120 | 1.030 $\pm$ 80             | 0,65                 | 630 $\pm$ 80       |
| 06PTDe700M  | 3,398 $\pm$ 0,122  | 1,586 $\pm$ 0,072 | 1.000 $\pm$ 50             | 2,0                  | 1.990 $\pm$ 195    |
| 06PTDe1700B | 3,761 $\pm$ 0,135  | 1,363 $\pm$ 0,064 | 3.075 $\pm$ 305            | 2,4                  | 2.130 $\pm$ 240    |

Fonte: Datação LTDA, 2016.

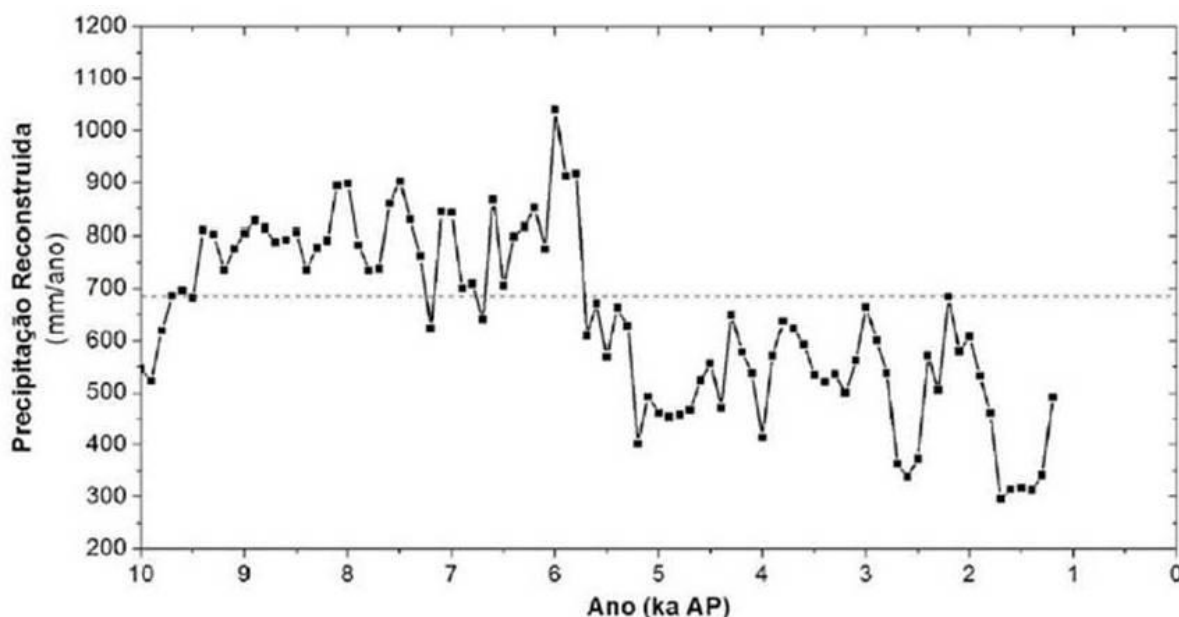
As datações realizadas nas amostras de sedimentos predominantemente flúvio-eólicos nos depósitos marginais de barras longitudinais e terraços das ilhas, como também em terraços nas margens de Petrolina e Juazeiro, correspondem a aproximadamente idades bem recentes (165 a <100 anos) que estão associados a dinâmica dos eventos extremos que interferem na vazão hídrica como as cheias e as secas relacionadas sobretudo aos períodos de El Niño ou de oscilações atmosféricas de meso-escala e local como oscilações e anomalias térmicas da Superfície do Mar (TSM do Atlântico Tropical), convecções térmicas e vórtices ciclônicos ou anticiclônicos como VCAN e CAS, CAN (CIT), como também sistemas frontais (SILVA, 1999; CAVIEDES, 2001; KANE, 2001; GURJÃO et al., 2012). Outras idades mais antigas como obtidas em terraços com perfis mais profundos e recobertos por dunas e mantos arenosos datam com idades que variam de 1000 a 2000 anos coincidindo com os pulsos climáticos frios-secos e quentes-úmidos da Pequena Idade do Gelo (Little Ice Age – LIA) que ocorreu paralelamente a um período de Anomalia Climática Medieval (Medieval Climate anomaly – MCA), em condições secas (~1200-800 AD), correlacionada para o Nordeste Brasileiro por Viana et al (2011) com a interpretação da variabilidade climática ocorrida neste período (últimos 2000 anos) através de registros sedimentares do lago Boqueirão, sobretudo com auxílio da análise de diatomáceas. Suguio (2008) observa que este rebaixamento de temperatura nesta pequena fase glacial se estendeu de 1540 até 1890, intercalados em três etapas: de 1540 a 1680, de 1740 a 1770 e entre 1800 a 1890. O limiar de temperatura variou de acordo com as condições locais, mas acredita-se que a temperatura média tenha sido 2 graus centígrados menor que a atual (Figura 72).



**Figura 72.** Reconstrução da Temperatura Global nos últimos 2000 anos.

**Fonte:** BARRY; CHORLEY, 2009.

De acordo com Melo e Marengo (2008) e Pimentel (2013), outra variável climática que pode ser aventada para a interpretação do cenário paleoambiental da paisagem semiárida brasileira, e em particular a do Submédio São Francisco, são as oscilações no comportamento e distribuição da precipitação relacionada aos efeitos *Bond*, ou seja, anomalias no ciclo sazonal da insolação decorrentes de mudanças nos parâmetros orbitais da Terra, que ocasionaram mudanças climáticas substanciais no UMG e sobretudo entre o Holoceno Médio e Superior (Figura 73).



**Figura 73.** Reconstrução da Precipitação referente ao acumulado total (Fevereiro; Março; Abril e Maio) em mm/ano e os eventos Bond ocorridos no Holoceno. A linha tracejada indica a média climatológica atual do volume de precipitação (680 mm/ano).

**Fonte:** Pimentel (2013).

Pimentel (2013) analisou o total acumulado da precipitação anual durante os últimos 10.000 anos A.P., e constatou a redução no volume de precipitação, sobretudo a partir dos últimos 4.000 anos. Contudo, demonstrou a ocorrência episódica de picos precipitacionais, principalmente em períodos recorrentes ao Holoceno Médio, marcadamente em torno dos 6.000 anos A.P., indicando a reumidificação da paisagem neste intermeio e a expansão da aridez no ano 2.000 A.P. com retomada da semiaridez e uma tendência de aumento da precipitação, com melhora climática.

Análises morfocóspicas em sedimentos de perfis estratigráficos na região do Submédio São Francisco, especificamente no trecho em que estão situadas as ilhas, realizadas por Lira (2014) em superfície de terraço próximo as margens de Petrolina, demonstraram uma predominância de sedimentos com grãos de esfericidade baixa a mediana, sendo a percentagem composta por formas sub-prismoidais, esféricas, discoidais e sub-discoidais, indicando que foram pouco trabalhados pelos fluxos de transporte. Isto conduz um entendimento de que as áreas fontes destes materiais estão próximas das áreas de deposição.

O terraço corresponde a um pacote aluvial, com espessura de 40 cm, encontrado na margem esquerda do Rio São Francisco, sendo composto por areia, e evidenciando regime de hidrodinâmica alta datando de 450AP. É possível aventar a hipótese de que esse material arenoso foi depositado durante um período mais seco do Holoceno Superior.

Concomitantemente, em quase toda extensão da planície são encontrados sedimentos arenosos de procedência eólica depositando-se em forma de dunas e mantos arenosos com uma característica bastante peculiar: “os valores variáveis da assimetria coincidem com a hipótese de que as áreas fontes destes depósitos seriam sedimentos depositados pelo próprio rio nos terraços e barras fluviais, uma vez que a assimetria corresponde ao transporte fluvial e não a deposição eólica, sendo posteriormente retrabalhados pela ação dos ventos” (LIRA, 2014, p. 181). Tal dado pode ser correlacionado com os obtidos por Ferreira (2010), em análise dos depósitos eólicos do município de Floresta, no Sub-Médio São Francisco em Pernambuco, onde as características granulométricas e morfoscópicas de sedimentos eólicos nas margens da Barragem de Itaparica, também demonstram uma assimetria muito variável, a maioria angular a sub-angular, verificando um acúmulo maior de grossos e uma calda de finos provenientes de uma hidrodinâmica rápida e intensa, com um enorme volume de sedimentos grossos, onde o fluxo hídrico apesar de concentrado não é capaz de transportar a carga mais pesada como os clastos ao longo do curso do canal durante um único evento meteorológico, resultando na formação de grandes barras arenosas no canal com calha mais larga, e o assoreamento parcial e total nas áreas mais planas de riachos tributários. Tais depósitos estão associados ao regime de cheias.

Neste sentido, Cabral (2014) ainda ressalta o grau de arredondamento destes sedimentos arenosos, pois a tendência seria ter um caráter mais angular associado ao possível transporte por saltação. Neste processo ocorre o choque entre as partículas sedimentares com arestas e facetas mais proeminentes resultantes do faturamento dos grãos. O mesmo autor (*op cit*) relaciona a textura superficial brilhante dos grãos diferente do fosco, comumente encontrada em outros depósitos eólicos do Globo Terrestre, uma característica típica de procedência aquosa. Portanto, a adição destes dados sobre a textura dos sedimentos corrobora seu grau de arredondamento atrelado a um transporte provindo de uma fonte próxima de acumulação, bem provável dos depósitos fluviais do rio São Francisco (terraços, planícies e barras arenosas) remobilizados pela ação eólica.

As datações obtidas por LOE nestes sedimentos como os do campo de dunas de Petrolina realizadas por Cabral (2014) e em superfícies arenosas da bacia do Riacho Pontal da mesma área por Lira (2014), exultaram discussões relevantes sobre o cenário paleogeográfico do Sub-Médio São Francisco. A idade de 30.000 anos AP até cerca de 400 anos atrás pode ser correlacionada com as obtidas por Barreto (1993; 1996) e Barreto *et al.* (2002) em um campo de dunas fixas entre os municípios de Pilão Arcado e Barra, nas margens no Lago de Sobradinho, no Estado da Bahia, onde foram coletadas e datadas mais de 40 amostras pelo



método TL (Termoluminescência) e conseguiu-se idades variando desde 28.000 anos até 900 anos AP. Neste caso, estabelece-se uma correlação temporal, para um mesmo processo de escala regional, que possibilitou a remobilização de grande carga de areia das margens do São Francisco (terraços e planícies) e barras arenosas, que se formaram dentro do canal, em períodos mais secos que se sucederam desde o Último Máximo Glacial até o final do Holoceno.

Os reflexos das flutuações climáticas na dinâmica geomorfológica da paisagem fluvial do Submédio São Francisco, e em particular das ilhas, repercutiram sobre o regime hidrológico do sistema fluvial e no padrão morfológico dos canais e em toda sua configuração geomórfica e ambiental. De acordo com esta proposição, foi possível reconstruir o cenário remanescente aos últimos 2.000 anos, da paisagem geomorfológica das ilhas do Massangano e Rodeaouro.

Neste momento (2000 A.P.) a paisagem estava sob condições climáticas mais secas que as atuais, proporcionando um regime hidrológico de altíssima energia (hidrodinâmica alta) por chuvas torrenciais e eventos de cheias, e intensidade de fluxo capaz de transportar um grande aporte de sedimentos de propriedades diversas, mas principalmente cargas de fundo, como cascalho e areia, finos e até grossos nas partes convexas e litologicamente mais resistentes do leito no canal. A vegetação predominante baixa com estrato herbáceo-arbustivo também contribuiu para o aumento desta carga e a divisão dos canais, com a formação de barras longitudinais e laterais. Estas barras com a continuidade do processo e o entrelaçamento dos canais, podem se estabilizar e se transformarem em ilhas. Tudo indica que durante as cheias ocorreram rápidas mudanças na localização e geometria dos canais, promovendo relocação lateral, evidenciado pelos canais submersos ou paleocanais ao longo da planície aluvial marginal. Outro fator morfogenético concomitante foi à remobilização eólica dos sedimentos aluviais, configurando os extensos pacotes arenosos sobre a planície e os terraços sobrejacentes. Esta configuração relaciona-se à paisagem situada no trecho do rio São Francisco a jusante das ilhas do Massangano e Rodeaouro, nas proximidades do lago de Itaparica, entre os Estados de Pernambuco e Bahia, com o sistema de múltiplo canal e a grande quantidade de ilhas e barras, além de mantos e dunas arenosas (Figura 74).



**Figura 74.** Submédio São Francisco, trecho no Lago de Itaparica, Ilhas em multicanal entrelaçado.

**Fonte:**

SANTOS et. al. (2005).

### 6.1 Dinâmica contemporânea da paisagem fluvial do Submédio São Francisco

Ao longo do canal do rio São Francisco em que as ilhas do Massangano e Rodeadouro se encontram a altitude varia entre 355m a 371m, a largura média de 1,0 a 2,0 km e a profundidade média entre 2,0 a 10,0m dependendo da vazão natural e sazonalidade das chuvas. Apresenta um padrão de drenagem dentrítico com uma tipologia variável de canal segundo o regime hidrológico natural de perenidade exótica a montante nas suas cabeceiras sob clima úmido e a intermitência dos seus tributários em regime de semiaridez, além das intervenções antrópicas com a vazão regularizada dos barramentos ao longo de seu leito a montante - barragens de Três Marias e Sobradinho, e a jusante – Itaparica, Paulo Afonso e Xingó. Trata-se de um canal com padrão descontínuo exibindo trechos meandantes de baixa sinuosidade ( $< 1,5$ ) e barras de meandros, longitudinais ou de pontal com superfícies de crescimento lateral, anastomosados mediantemente extensos com barras de soldamento e ilhas largas e estáveis, e retilíneos curtos com barras (centrais/longitudinais) e diques marginais. Esta configuração é típica de uma paisagem de planície de acumulação aluvial com múltiplos fatores e processos geomórficos, destacando-se os morfoclimáticos superficiais (flúvio-eólico) e os antrópicos no sistema contemporâneo, antes e pós-barragem, e as oscilações paleoambientais, sobretudo climáticas do Quaternário Tardio.

No trecho do canal, específico, do rio em que se encontram as ilhas possui altitude entre 362 a 371m, uma profundidade média entre 1,8 a 3,0m e uma largura de 350 a 1300m. Apresentam um padrão de drenagem dentrítico com uma tipologia de canal anastomosado e trechos meandantes, ambos com baixa sinuosidade. Seu leito principal é entrecortado por soleiras rochosas, barras arenosas laterais e centrais, e ilhas largas e relativamente extensas, como as supracitadas neste estudo, e ilhotas remanescentes de barras consolidadas e vegetadas, sendo margeado por formações erosivas e predominantes deposicionais até o leito maior subjacente, típico de uma planície de acumulação aluvial.

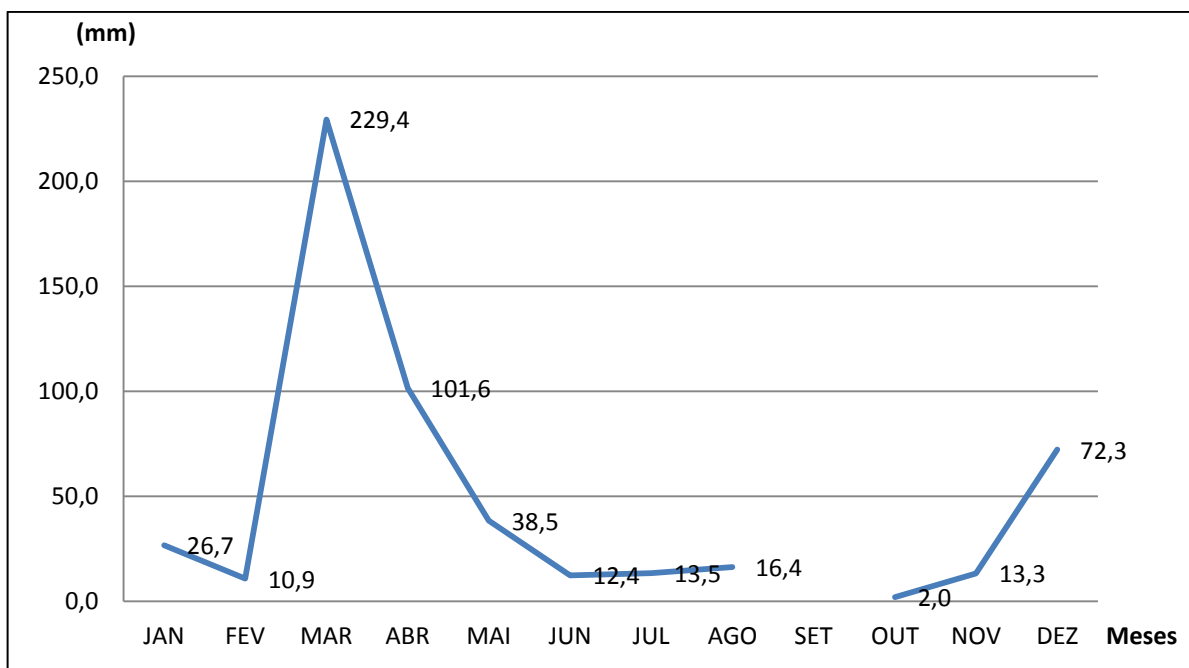
A porção Submédia do rio São Francisco antes das barragens era regido pelo sistema climático regional e a pluviosidade local, com uma vazão irregular, maior durante as chuvas e bem menor nos secos. A chuva, geralmente registrada no começo do ano, nos meses de janeiro a abril e em alguns casos até maio, fornecia ao rio água por escoamento direto no canal e de seus afluentes, e sedimentos trazidos pelas águas. A vazão também aumentava com o maior volume de água e a rapidez da corrente carreando quase todo material depositado, mas nos meses mais secos, de setembro a dezembro o volume de água reduzia drasticamente e

nas partes meandantes do rio, curvas com forte sinuosidade, ocorria mais erosão nas côncavas e acumulação nas convexas, formando áreas de acumulação com barras e dependendo da continuidade e colonização vegetal, as ilhas. Há exceção se dava por eventos pluviométricos torrenciais associados a anomalias climáticas locais como sistemas convectivos e vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN) que aumentava momentaneamente a vazão, a competência erosiva e o transporte de sedimentos.

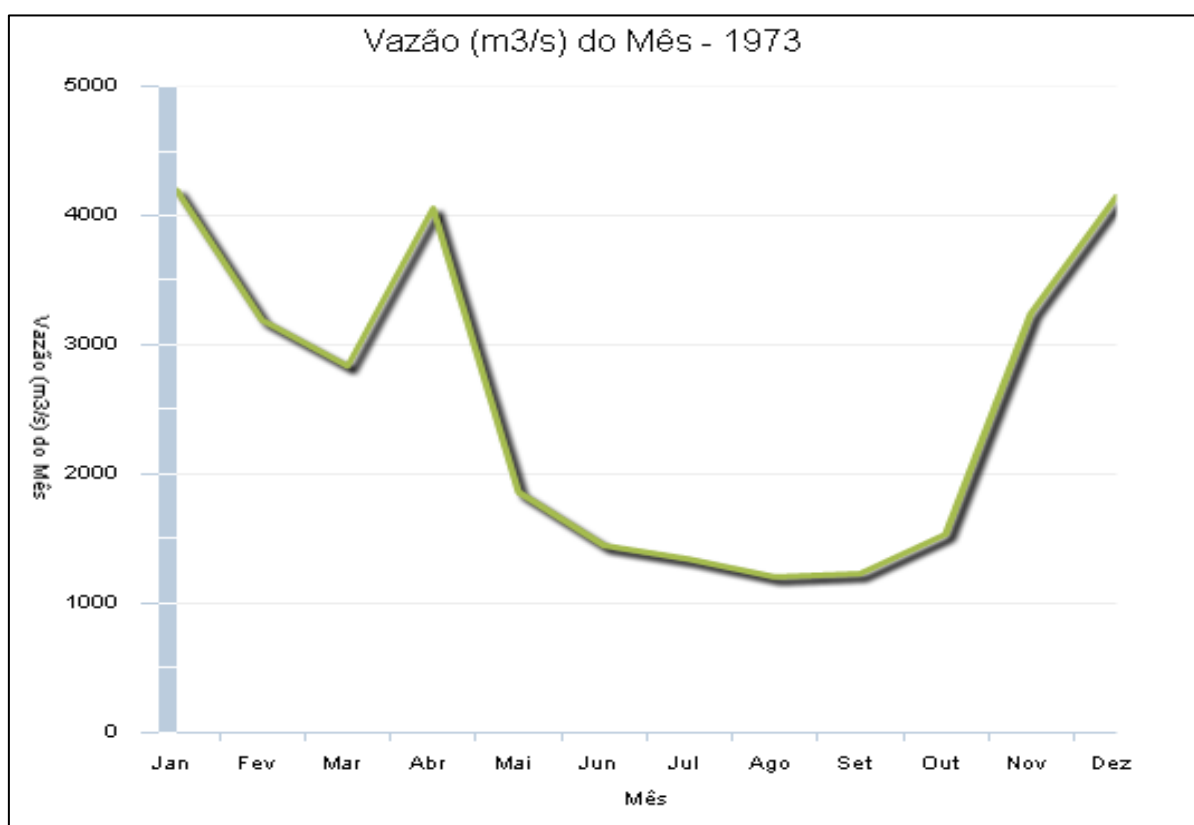
A partir da instalação da barragem de Sobradinho a montante do rio, em 1979, a vazão mínima regular passou de  $700 \text{ m}^3/\text{s}$  para  $2.060 \text{ m}^3/\text{s}$  (PEREIRA e BRAZ, 1993). No trecho do Submédio São Francisco até a estação fluviométrica de Pão de Açúcar a vazão média atual é de  $2790 \text{ m}^3/\text{s}$ , representando uma contribuição proporcional da vazão total da bacia de 5,7 %, que é de  $2.810 \text{ m}^3/\text{s}$  (ANA/ GEF/ PNUMA/OEA, 2003).

Em 1973, apesar de estar sobre atuação de um fenômeno de El Nino muito forte, registrou-se na região, precipitação regular e vazão normal com médias acumuladas de 89,5 mm e um total de 537,0 mm (Figuras 75 e 76). Contudo houve uma forte concentração nos meses de março (229,4 mm) a abril (101,6 mm), e escassez nos meses de setembro (0,0) e outubro (2,0). O resultado foi um comportamento hidrológico típico de semiaridez que não alterou o fluxo e a morfogênese fluvial de transporte e deposição de sedimentos. A imagem do mesmo ano obtida no período seco demonstra poucas evidências de feições acumulativas além das ilhas estudadas, como barras fluviais (Figura 77).

Segundo Coelho (2008), a barragem de Sobradinho se enquadra como reservatório de armazenamento-liberação, destinada para usos múltiplos como controle de inundação, irrigação, provisão de água, navegação e produção hidroelétrica. Esta função diversificada e de capacidade hídrica volumosa, está sujeita a mudanças nos padrões sazonais e anuais do clima, como secas extremas e cheias excepcionais, afetando diretamente os locais a jusante com alterações nos padrões e fluxo dos canais, a sedimentação do rio, os nutrientes e a qualidade da água. O descontrole entre a capacidade de transporte do fluxo e a carga de sedimentos liberada do reservatório, junto com a relação entre o fluxo de erosividade e erodibilidade que o rio aterra determina uma série de mudanças no canal, como na relação declividade/perfil longitudinal com o consequente entalhamento do leito associado à intensificação do processo erosivo nas margens e o assoreamento.

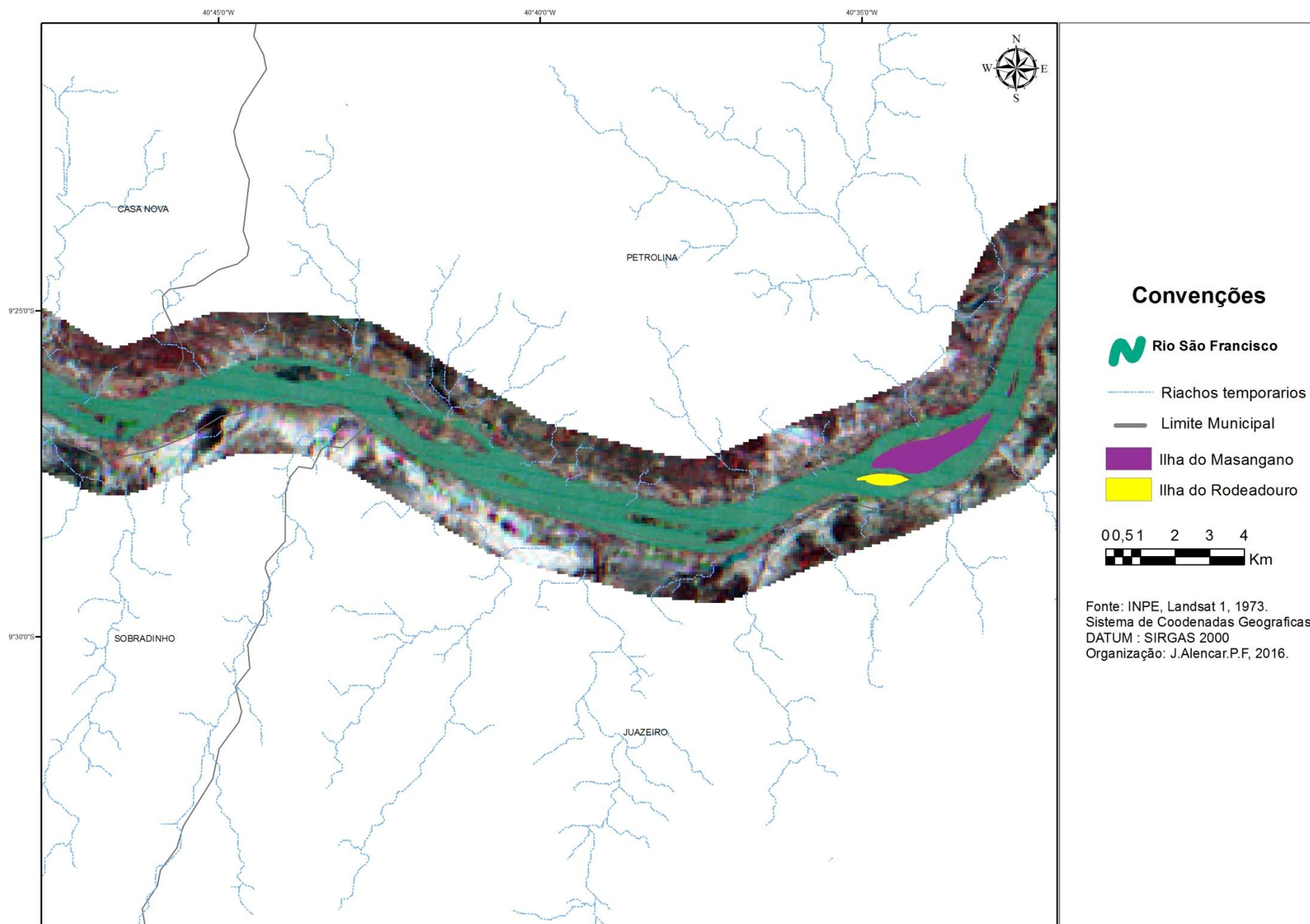


**Figura 75.** Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1973. **Fonte:** EMBRAPA/Semiárido, 2015.



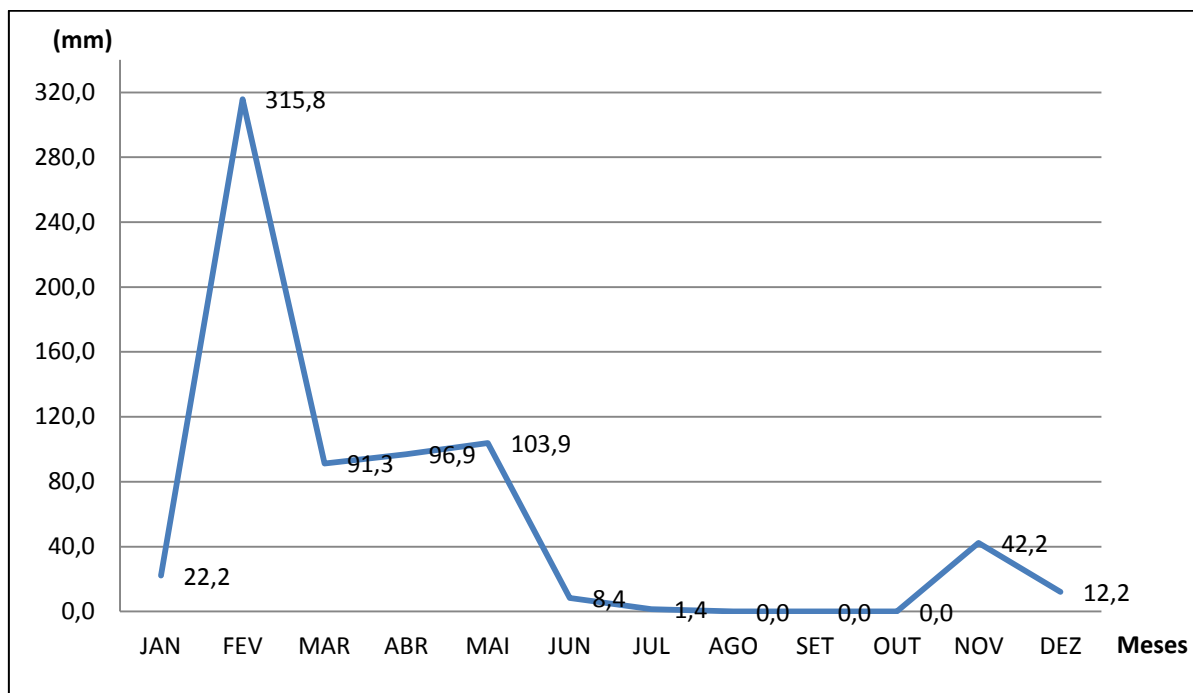
**Figura 76.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1973. **Fonte:** ANA, 2016.





**Figura 77.** Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial em novembro de 1973\* sem barras visíveis (\*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade). **Fonte:** Organização Alencar, 2016 (Landasat 01, INPE).

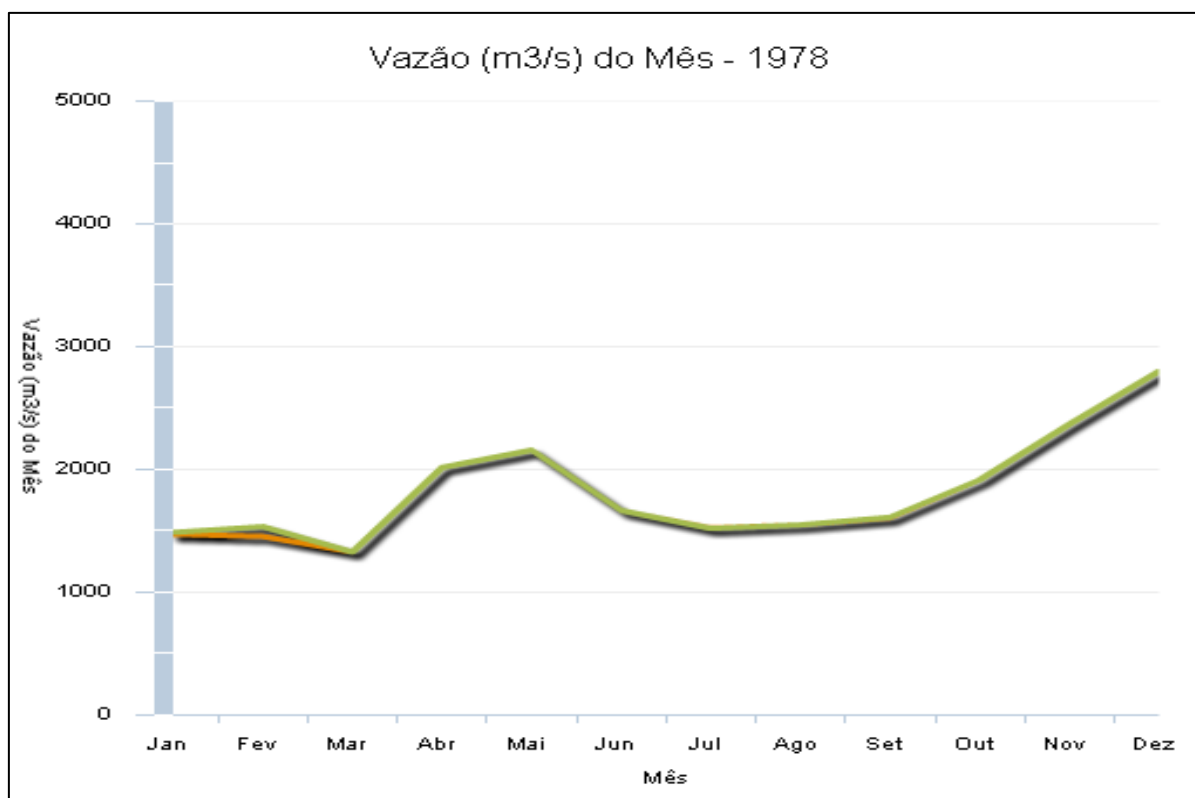
No ano de 1978 ocorreram precipitações com mais regularidade, consequente de um evento de El Nino moderado, registrando uma média total de 106,8mm (média anual) com chuvas entre os meses de fevereiro a maio, mas bastante concentrada em fevereiro apresentando uma média de 315,8 mm (Figura 78).



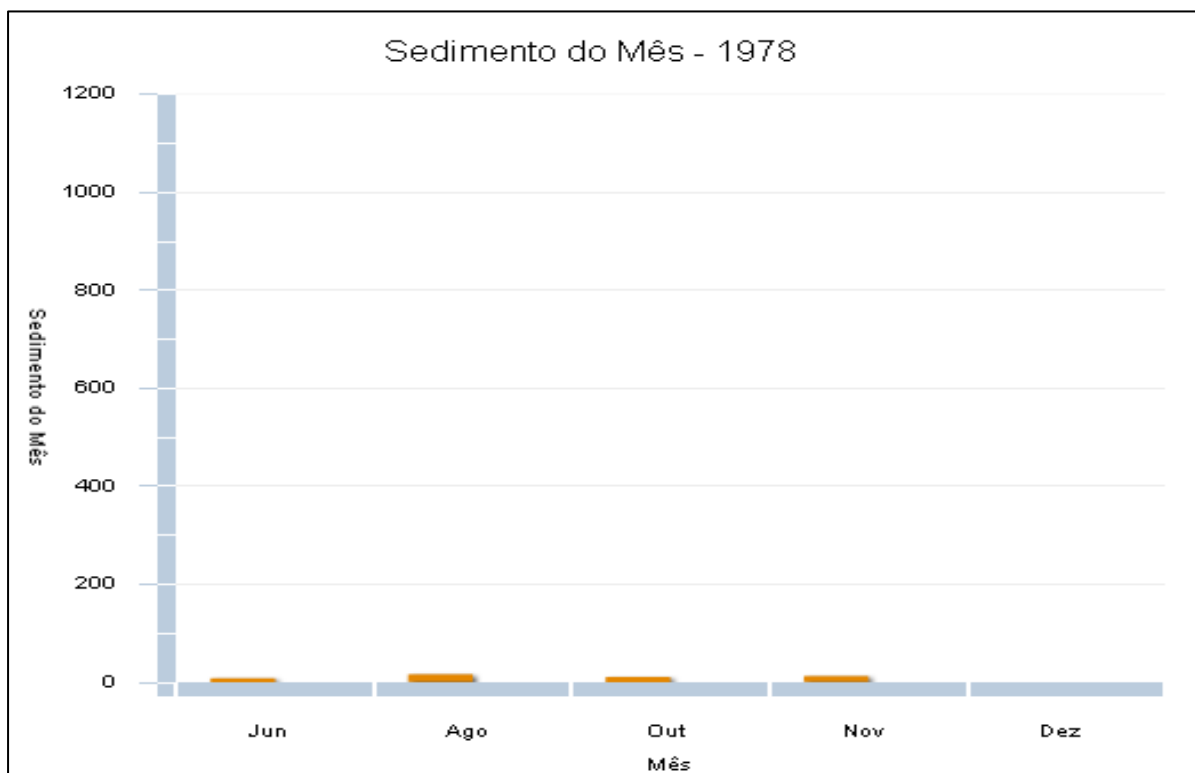
**Figura 78.** Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1978.  
**Fonte:** EMBRAPA/Semiárido, 2015.

O volume de chuvas com forte pluviosidade deste ano, sobretudo no mês de fevereiro, se restringiu a porção Submédia do rio São Francisco proporcionando uma vazão hídrica rápida e sem inundações significativas na planície marginal e nas ilhas. Portanto, o lago artificial da barragem de Sobradinho, que ainda estava em construção, não exerceu influência direta na vazão do rio, pois as oscilações extremas entre o mês de chuva e estiagem mantiveram-se relativamente mais regular durante o ano (Figura 79).

O volume de sedimentos ao longo do canal neste período como consequência do comportamento da precipitação e da vazão, apesar de continuar concentrado durante os meses mais secos e de menor vazão, foi moderado e um pouco mais regular (Figura 80). Em decorrência deste cenário hidrológico houve mais sedimentação nas áreas mais sinuosas e com altimetria relativamente alta no leito do rio em relação ao seu nível de água, principalmente nas desembocaduras de seus afluentes, surgindo pequenas barras arenosas que se intensificaram com a recorrência ao longo do tempo.



**Figura 79.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Vazão do recorte do rio estudado, Juazeiro-BA (código 48020000), 1978. **Fonte:** ANA, 2016.

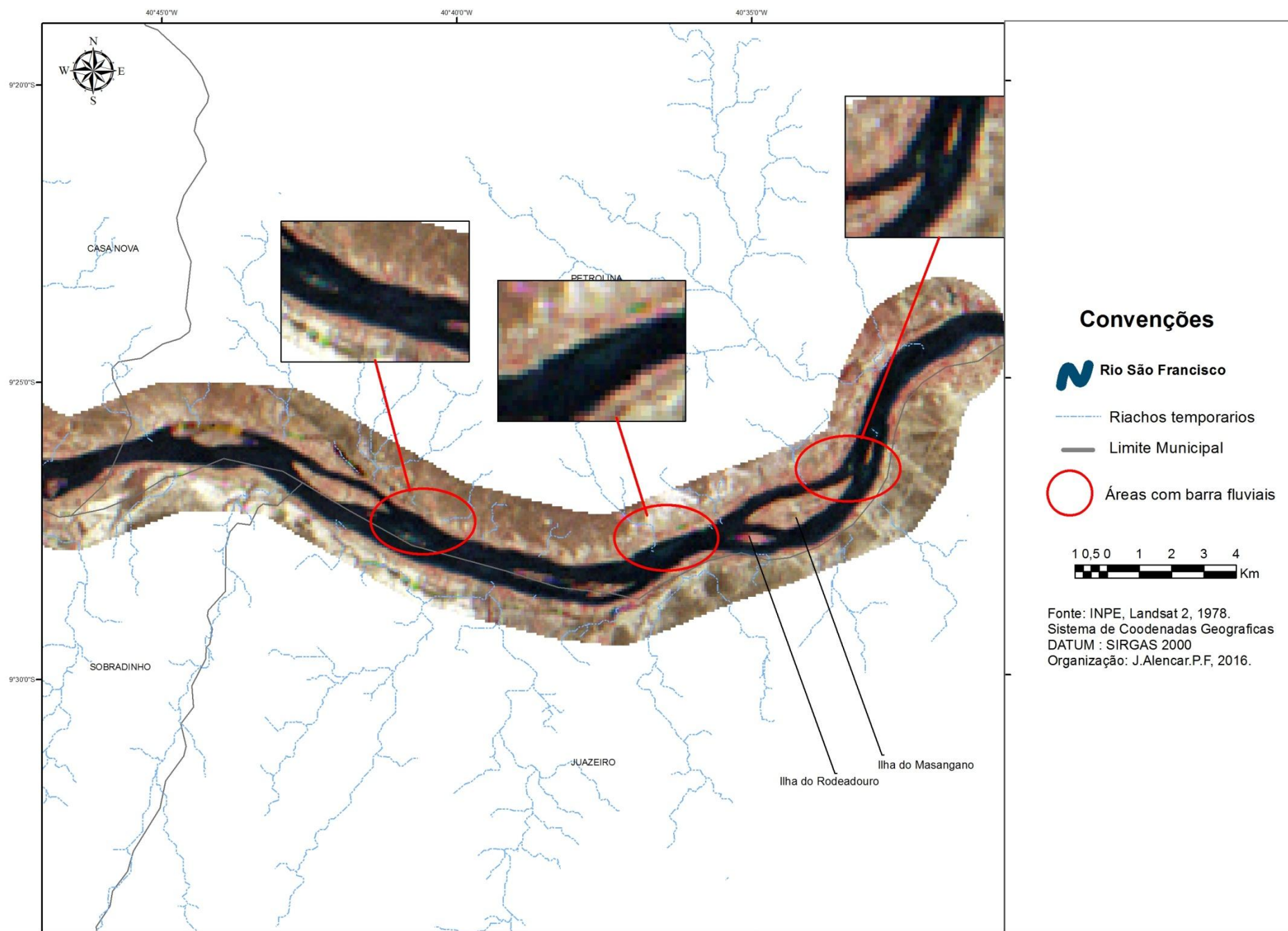


**Figura 80.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 1978. **Fonte:** ANA, 2016.

Neste cenário, registra-se na imagem o aparecimento dos primeiros indícios da formação de barras fluviais, próximos a desembocaduras de afluentes e nos pontos mais sinuosos, convexos e estreitos do canal (Figura 81). Há de se considerar que a imagem foi captada no período seco sem nebulosidade, mas no mesmo período em anos anteriores a construção da barragem (1973), essas formações não eram visíveis, pois a vazão e o fluxo de transporte do rio neste período foram mais fortes não permitindo a acumulação de material.

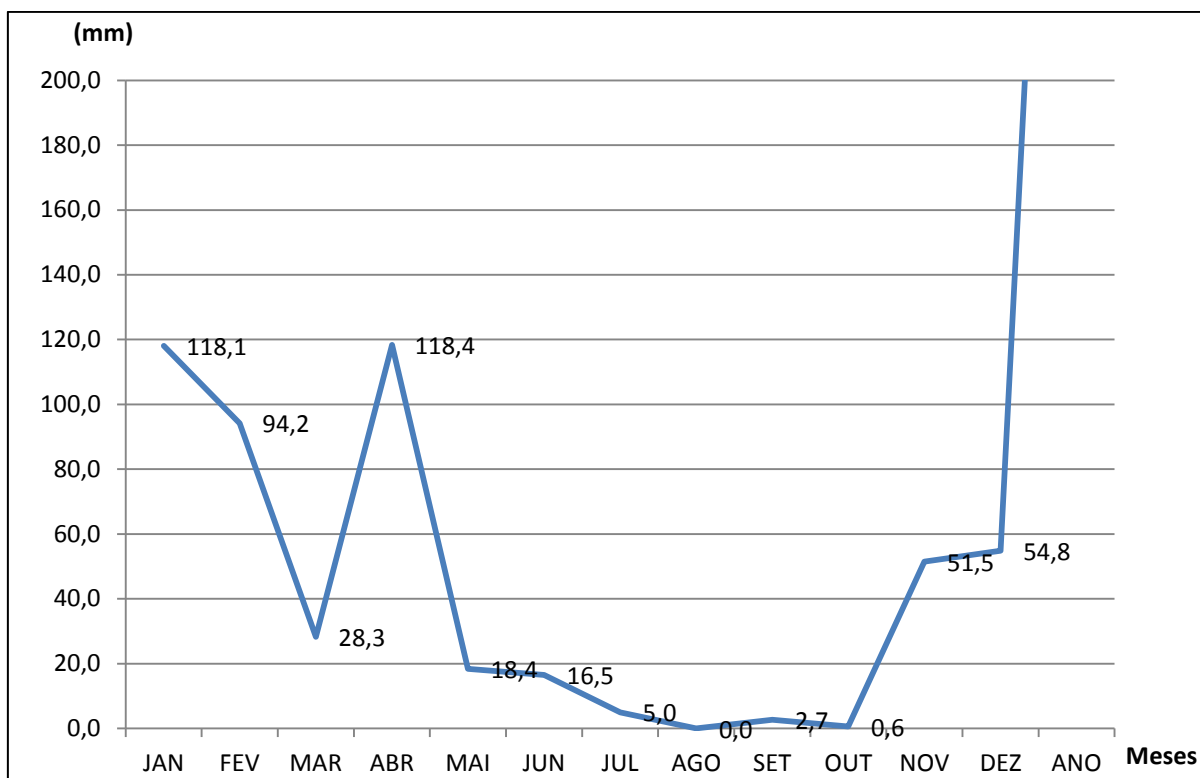
No ano seguinte, em 1979, houve uma grande cheia na região que consolidou a função de controle da barragem de Sobradinho que a princípio destinava-se para armazenagem e geração de energia (hidroelétrica), passando a regular a vazão do rio e reduzindo o impacto das inundações que prejudicavam a ocupação e o uso das terras na bacia.

Segundo os dados da precipitação média mensal, apesar de uma média acumulada regular de 78,2 mm e um total de 508,5mm, e uma concentração nos meses de janeiro a abril e com pluviosidade dentro do padrão normal climático semiárido no recorte Submédio da bacia, a vazão ultrapassou os 13.000 m<sup>3</sup>, sobretudo nestes meses, considerados chuvosos (Figura 82). Isto se deu pelas fortes chuvas convectivas (CAN e CIT) registradas a montante da barragem de Sobradinho nos trechos Médio e Alto São Francisco, com cheias que se propagaram por toda bacia hidrográfica (Figura 83).

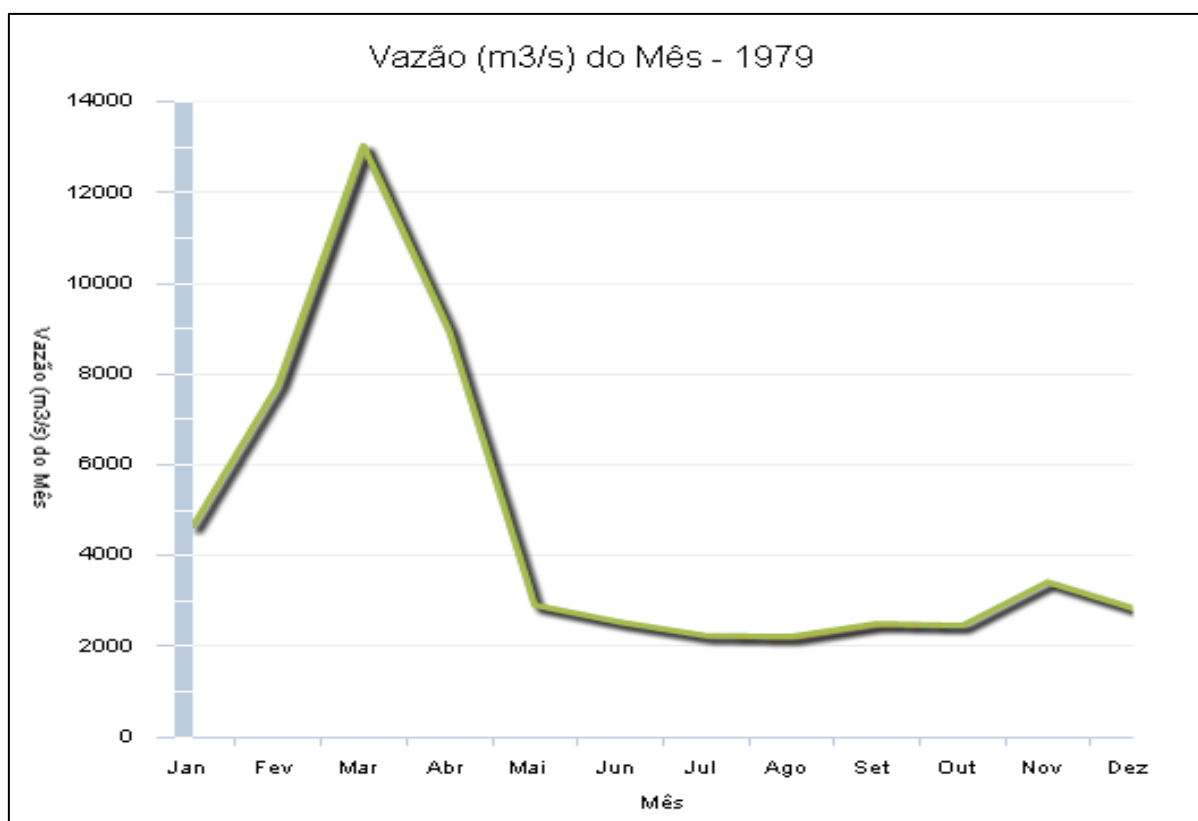


**Figura 81.** Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial em novembro de 1978\* com barras em formação (\*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade). **Fonte:** Organização Alencar, 2016 (Landasat 02, INPE).



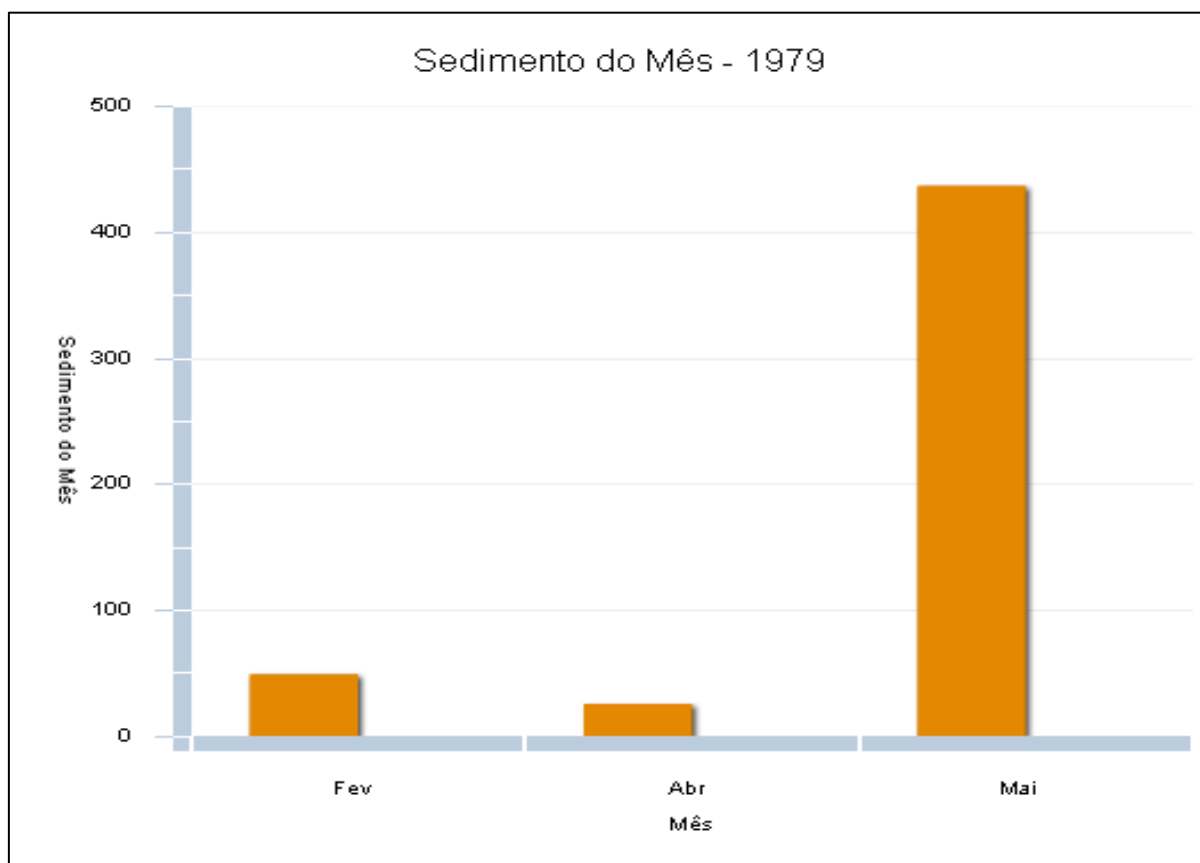


**Figura 82.** Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1979. **Fonte:** EMBRAPA/Semiárido, 2015.



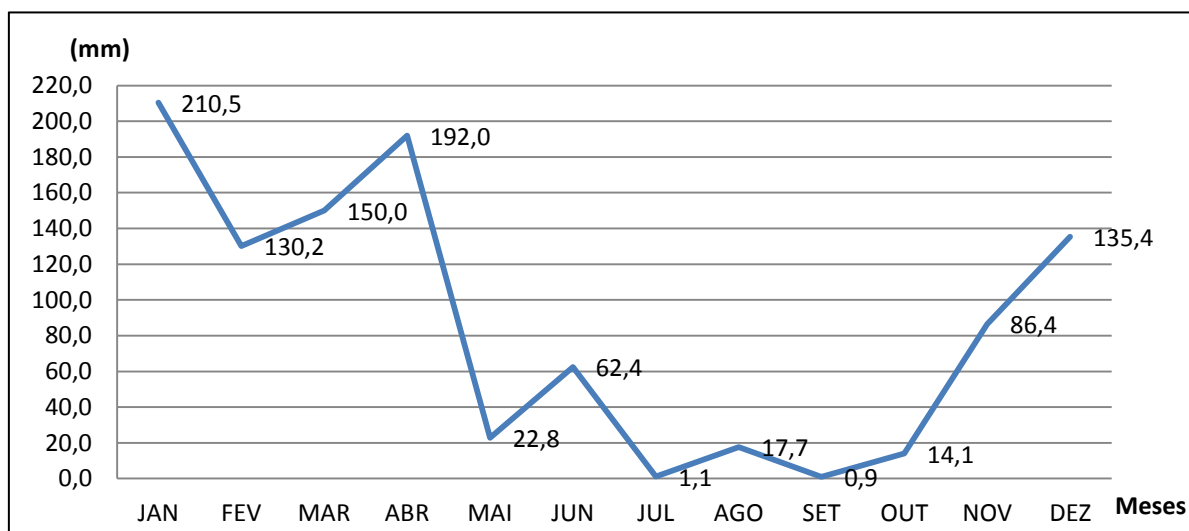
**Figura 83.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1979. **Fonte:** ANA, 2016.

Nos meses chuvosos deste ano a competência erosiva no Submédio São Francisco, nos tributários importantes como o riacho do Salitre na sua margem direita, ocorreu devido à intensificação do escoamento concentrado que aumentou consideravelmente o aporte de sedimentos de carga mista ou de fundo com grãos médios a grossos. Contudo, o consequente aumento do fluxo e da capacidade de transporte reduziu o acúmulo destes sedimentos no leito do rio. Por conseguinte, o controle de vazão da barragem a partir deste mesmo ano afetou este mecanismo, reduzindo a competência de transporte e permitindo um acúmulo no leito do canal, no início do período de estiagem, a partir do mês de maio (Figura 84).



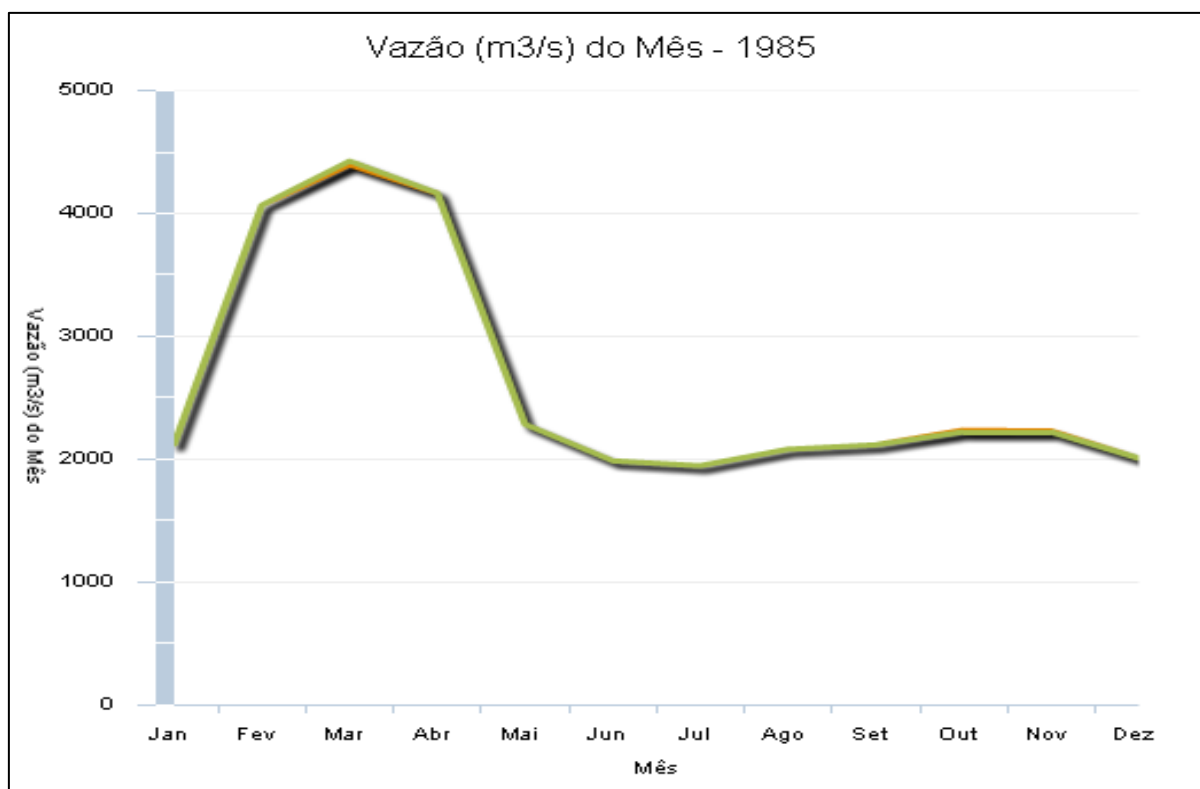
**Figura 84.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 1979. **Fonte:** ANA, 2016.

Na década de 1980, mas precisamente em 1985, mais uma vez o acúmulo de precipitação atingiu a uma média total de 1023 mm e uma média mensal acima de 100 mm, concentrada nos meses de dezembro a abril, inclusive registrando médias acima dos 130 mm, associado à atuação de fortes sistemas convectivos da ZCIT (zona de convergência Intertropical) e ZCAS (zona de convergência do Atlântico Sul), além dos VCAN, tanto no curso principal do rio e dos tributários, como nas suas cabeceiras, ocasionando uma das maiores cheias da região (Figura 85).

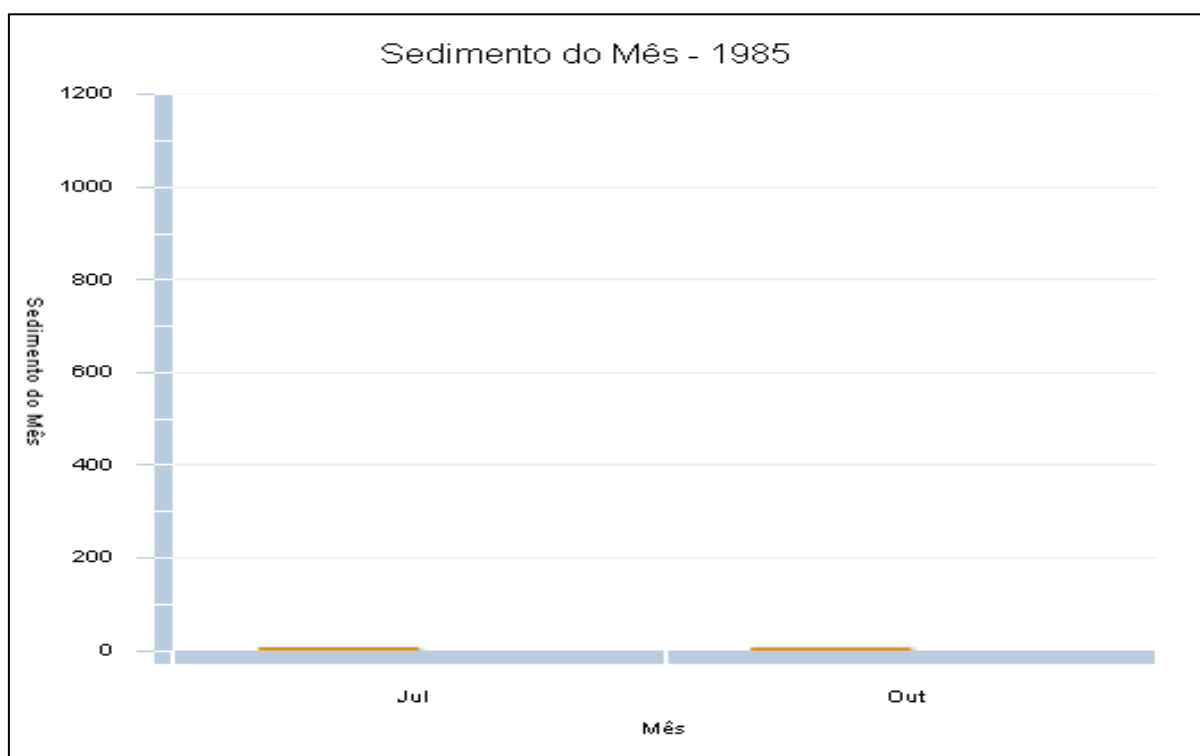


**Figura 85.** Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1985.  
**Fonte:** EMBRAPA/Semiárido, 2015.

Neste ano a vazão foi tão alta e volumosa que mesmo com a barragem manteve-se acima dos 2000 m<sup>3</sup>/s durante todo o ano e atingiu níveis acima de 4000 m<sup>3</sup>/s entre os meses de fevereiro a março (Figura 86). Ao mesmo tempo, com o aumento da carga de material mista e de fundo, com grãos médios a grossos, houve um maior transporte pela intensidade da corrente d'água rio abaixo no período de torrencialidade e mais regular no período seco, com uma quantidade reduzida e contínua de sedimentos nos meses de julho e outubro (Figura 87).



**Figura 86.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1985. **Fonte:** ANA, 2016.

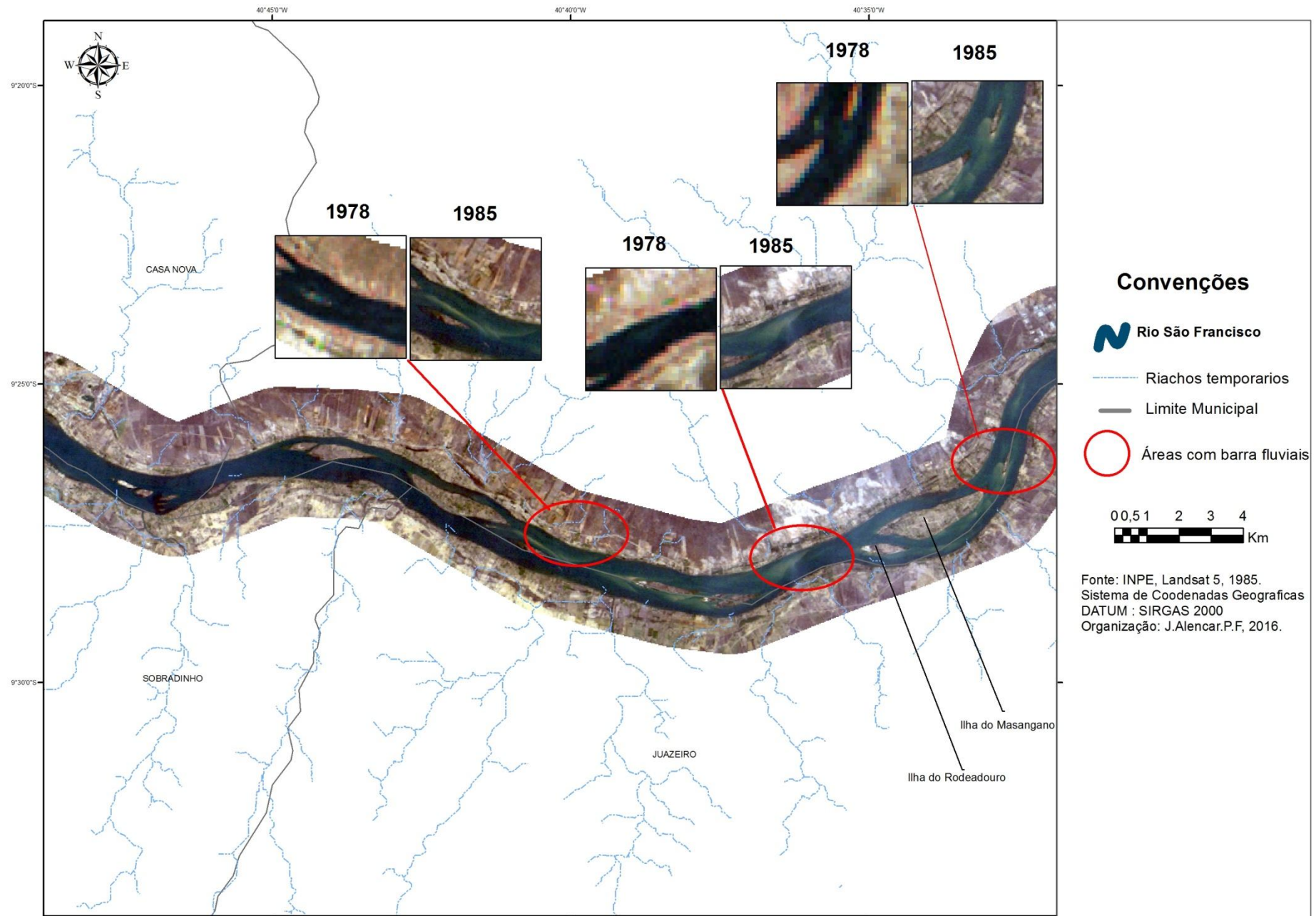


**Figura 87.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 1985. **Fonte:** ANA, 2016.

A depender do volume e vazão na calha principal do rio, que durante as chuvas torrenciais inundam acima do leito de vazante deixando a maioria das margens da planície aluvial e as próprias ilhas e barras, submersas, ocorre uma concentração destes depósitos sedimentares com areia a silte, e cascalhos no leito topograficamente mais alto e rochoso (soleiras fluviais e bancos de areia), mais sinuoso e de baixa velocidade de escoamento, que ao rebaixar o nível de água durante a estiagem, originam barras centrais nos pontos de menor declive e abaciados ou horizontais nas proximidades de margens distais (diques marginais), como também nas margens com maior sinuosidade e baixa velocidade de escoamento formando barras de crescimento lateral como as de meandros ou pontal, além de barras de soldamento.

Na imagem correspondente ao ano analisado, são evidentes estes três tipos de barras que com a continuidade do processo ao longo dos anos conseguintes se expandiram desenvolvendo pequenas ilhas e de maiores extensão e recobertas por vegetação como as do Massangano e Rodeadouro (Figura88).





**Figura 88.** Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial em setembro de 1985\* com evolução das barras em relação ao ano de 1978 (\*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade).

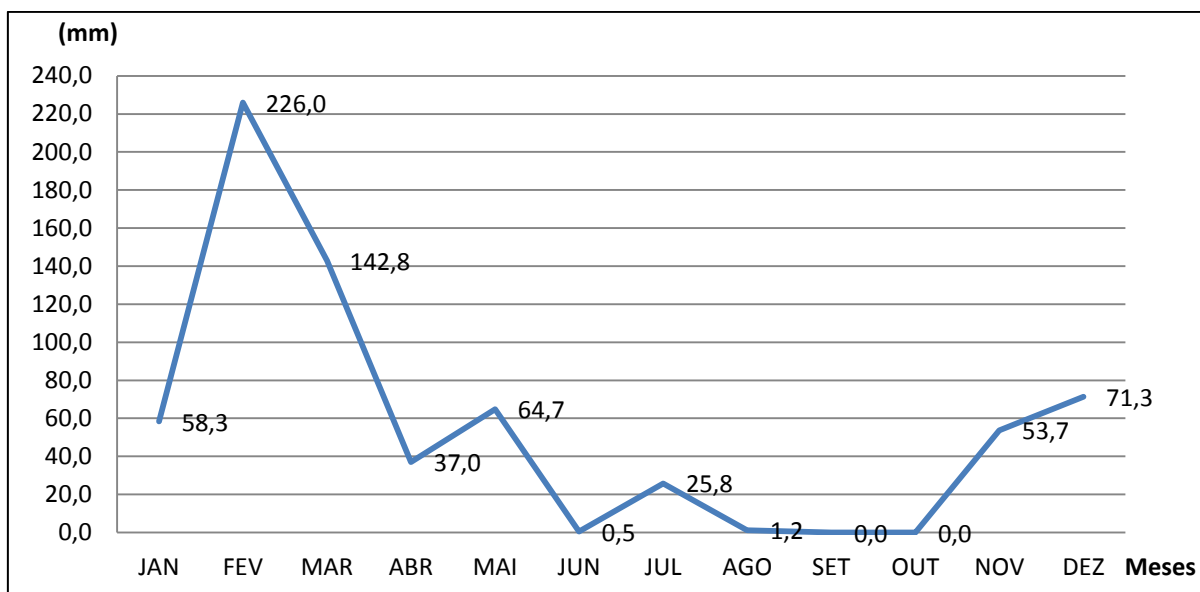
**Fonte:** Organização Alencar, 2016 (Landsat 05, INPE).

A consolidação desta dinâmica geomorfológica fluvial vem se intensificando com o passar dos anos no recorte hidrográfico estudado, e o que pode ser constatado nos anos 1990 e nos 2000, respectivamente no ano de 1995, menos chuvoso que na década anterior (1984 e 1985), e no de 2013 com baixa precipitação atrelada a um El Niño intenso e um período de seca relativamente prolongada.

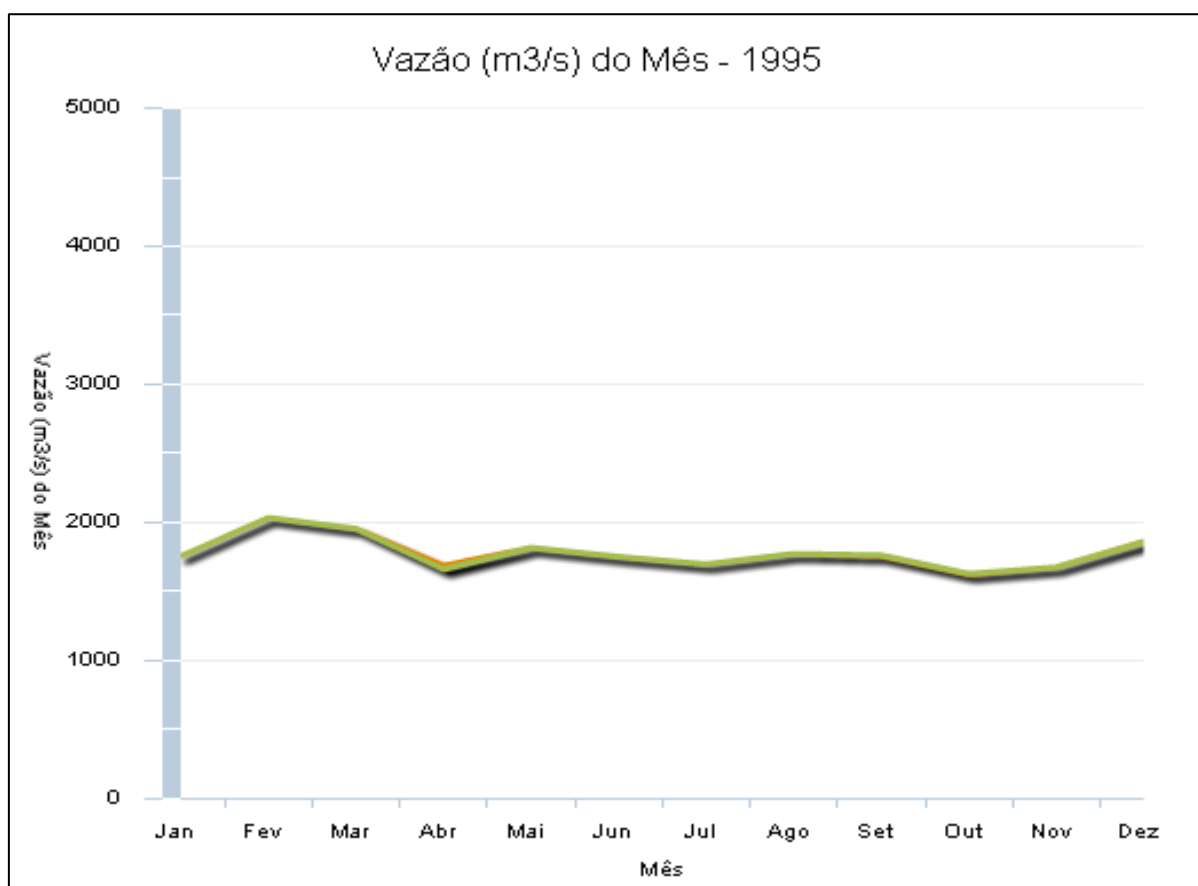
No ano de 1995 a precipitação média mensal acumulada foi de 104 mm com um total de 681,3 mm no ano, e uma concentração nos meses de fevereiro e março com forte pluviosidade respectiva de 226,0 mm e 142 mm (Figura 89); a vazão se manteve na média o ano todo, em torno de 2000 m<sup>3</sup>/s, ou seja, regular mesmo nos meses de estiagem (agosto a novembro), porém episodicamente se reduziu no mês de abril acompanhando o declínio abrupto da precipitação (Figura 90). O aporte de sedimentos no mesmo ano foi regular e volumoso, sobretudo no mês de maio logo após o período chuvoso. Este ano, considerado de El Niño moderado, foi antecedido por um forte com secas severas na região entre os anos de 1992 a 1994. Tudo indica que um evento de intercorrência extrema e local tenha ocasionado esta peculiaridade, como chuvas convectivas (VCANs, CAS e CIT) (Figura 91).

Muitos climatologistas e outros pesquisadores denominaram este fenômeno de El Niño invisível (MELO, 1999). Fenômenos semelhantes de escala e amplitude local, considerados atípicos e anomalias atmosféricas foram registrados em várias áreas do Semiárido, como o ocorrido em 2004 no Submédio São Francisco e adjacências (JÚNIOR; GALVÍNCIO, 2009).

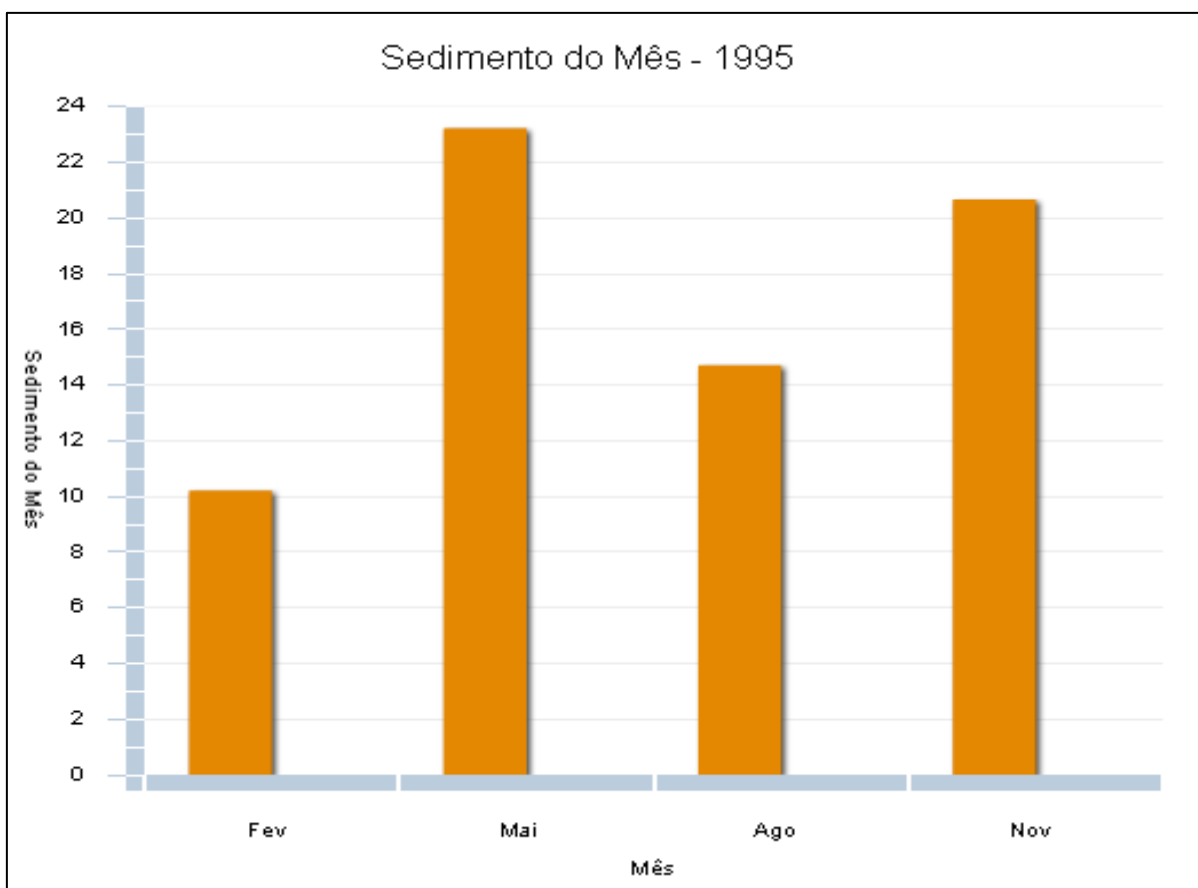
É perceptível a relação entre a vazão e o aporte de sedimentos segundo a oscilação anual da precipitação. Enquanto no início da estação chuvosa a vazão aumenta o fluxo e a competência de transporte dos sedimentos, no final com a estiagem reduz a vazão e a o fluxo de sedimentos, sobretudo mais grosseiros e de fundo, aumentando a acumulação deste material no leito do rio e a expansão das barras fluviais. A continuidade e recorrência deste processo acarretam no assoreamento do canal e a coalescência das barras, sobretudo por acresção lateral e vertical, juntamente com a introdução da cobertura vegetal, se consolidam e em alguns casos, como nos trechos de menor gradiente e associado a soleiras rochosas, se transformam em ilhas ou ilhotas. As barras e as ilhas interagem no sistema hidro-geomorfológico, pois exercem e são influenciadas pelos seus processos e a dinâmica ambiental da paisagem, promovendo a mudança no padrão de drenagem e morfológico dos canais, que no caso das ilhas do Submédio São Francisco promovem o anastomosamento com múltiplo canal.



**Figura 89.** Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 1995.  
**Fonte:** EMBRAPA/Semiárido, 1995.



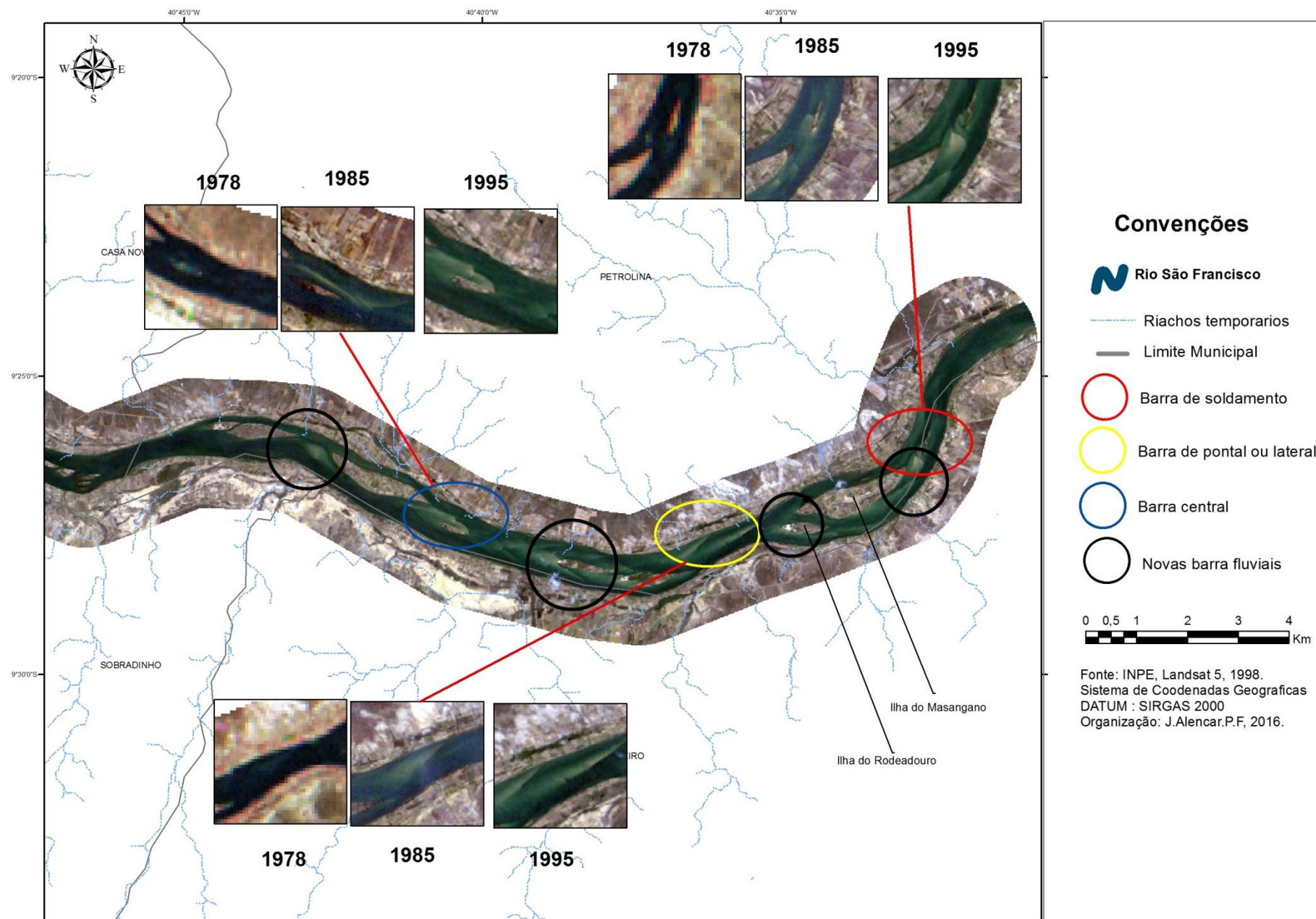
**Figura 90.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio estudado, 1995. **Fonte:** ANA, 2016.



**Figura 91.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio estudado, 1995.

**Fonte:** ANA, 2016.

A figura 92 do recorte do canal do rio São Francisco demonstra a evolução dos barras arenosas e das ilhas entre os anos de 1978, 1985 e 1995, configurando um padrão deposicional e de planície aluvionar rebaixada e plana com o surgimento de múltiplo canal anastomasado e trechos meandantes de baixa sinuosidade. Nesta direção são identificadas váraís tipos de barras, como de meandros tipo pontal ou lateral nas margens convexas, centrais e de soldamento, além do surgimento de novas barras.

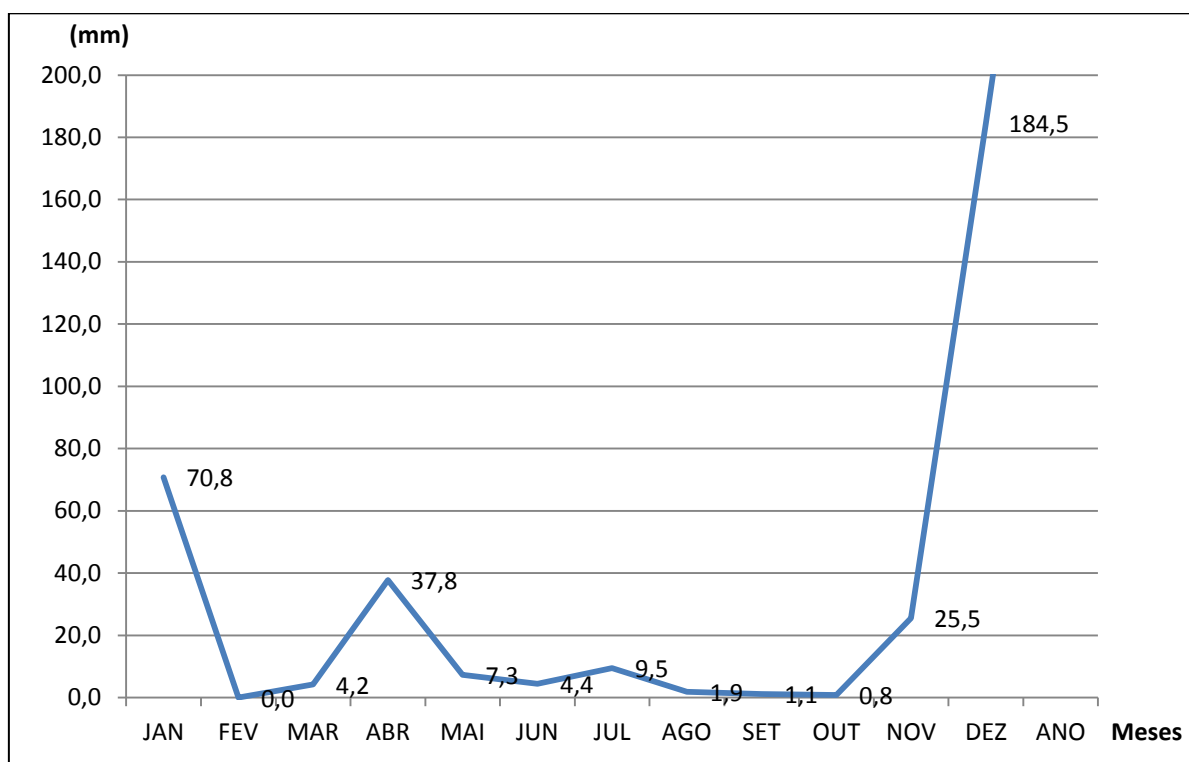


**Figura 92.** Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial com a evolução de barras entre os anos 1978, 1985 e 1995\* (\*Imagem do período de estiagem, em outubro de 1995, devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade).  
**Fonte:** Organização Alencar, 2016 (Landsat 05, INPE).



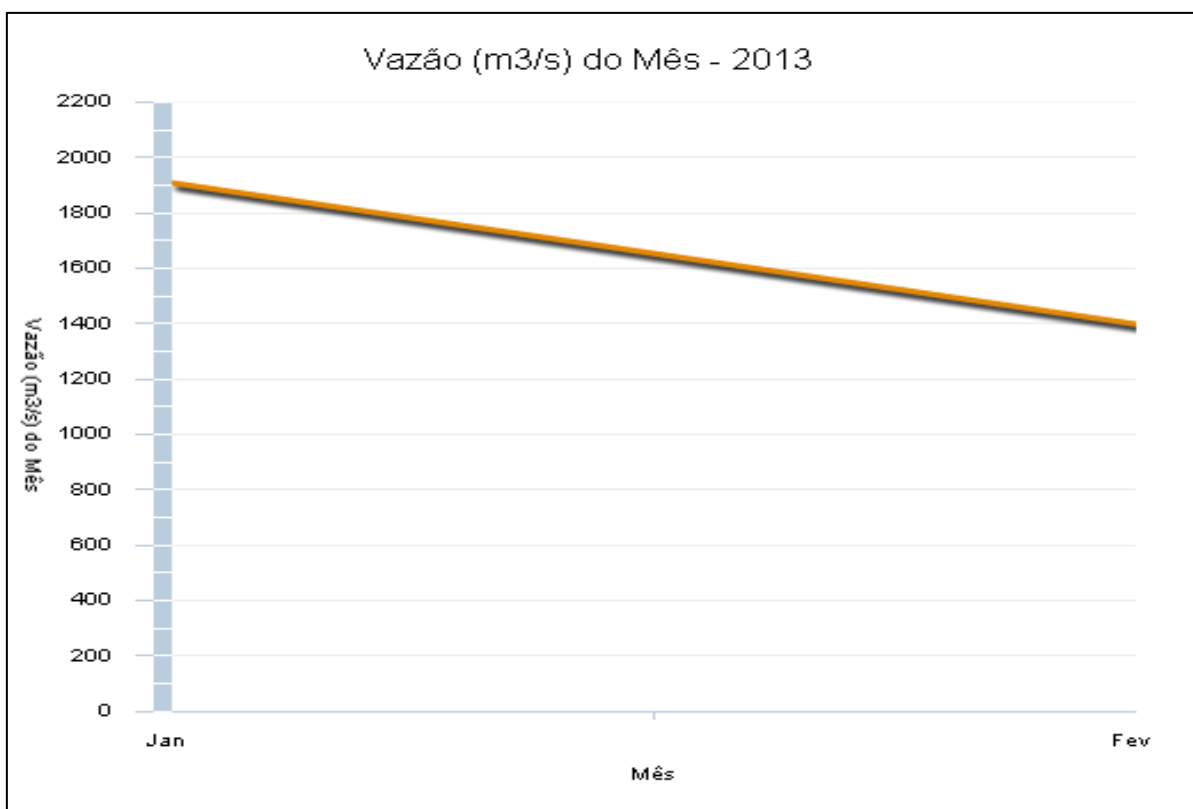
Em 2013, a precipitação ocorreu bem abaixo do normal, com médias acumuladas de apenas 53,5 e um total no ano de 347 mm, além de uma forte pluviosidade no mês de dezembro com pico de 184 mm, condicionou um ano de forte estiagem e déficit hídrico, e um acúmulo precipitacional que se converteu em um evento torrencial e de hidrodinâmica relativamente alta (Figura 93).

Os dados da vazão e da sedimentação (Figuras 94 e 95) exultaram este quadro crítico de escassez, com valores abaixo dos 2000 m<sup>3</sup> e atingindo no mês de fevereiro menos de 1400 m<sup>3</sup>. A sedimentação em contrapartida manteve-se irregular e aumentou consideravelmente nos meses consecutivos ao pico de chuvas e também normalmente mais seco, no mês de julho. Este quadro climático atribui-se à atuação de um El Niño moderado em escala espaço-temporal limitada, e atuação conjunta de sistemas atmosféricos episódicos convectivos térmicos e ciclônicos.

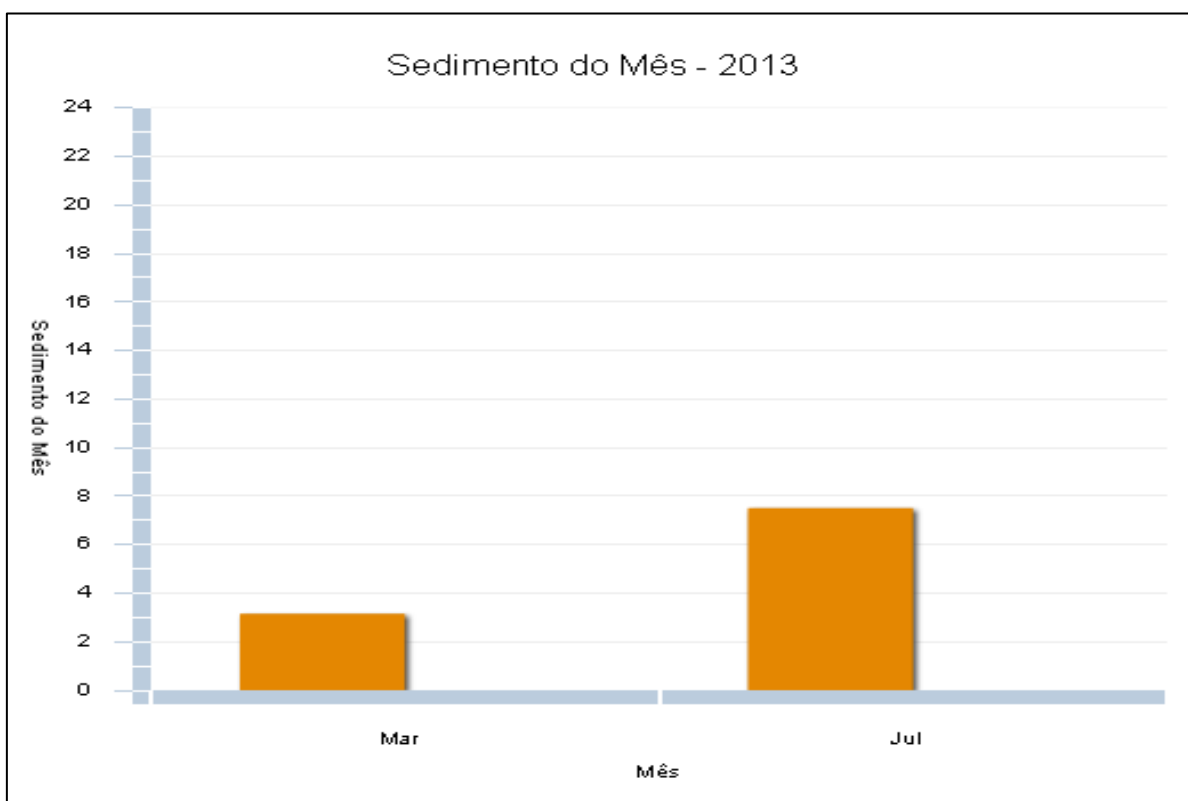


**Figura 93.** Estação Agrometeorológica de Bebedouro, Petrolina-PE, Precipitação média mensal, 2013.  
**Fonte:** EMBRAPA/Semiárido, 2015.



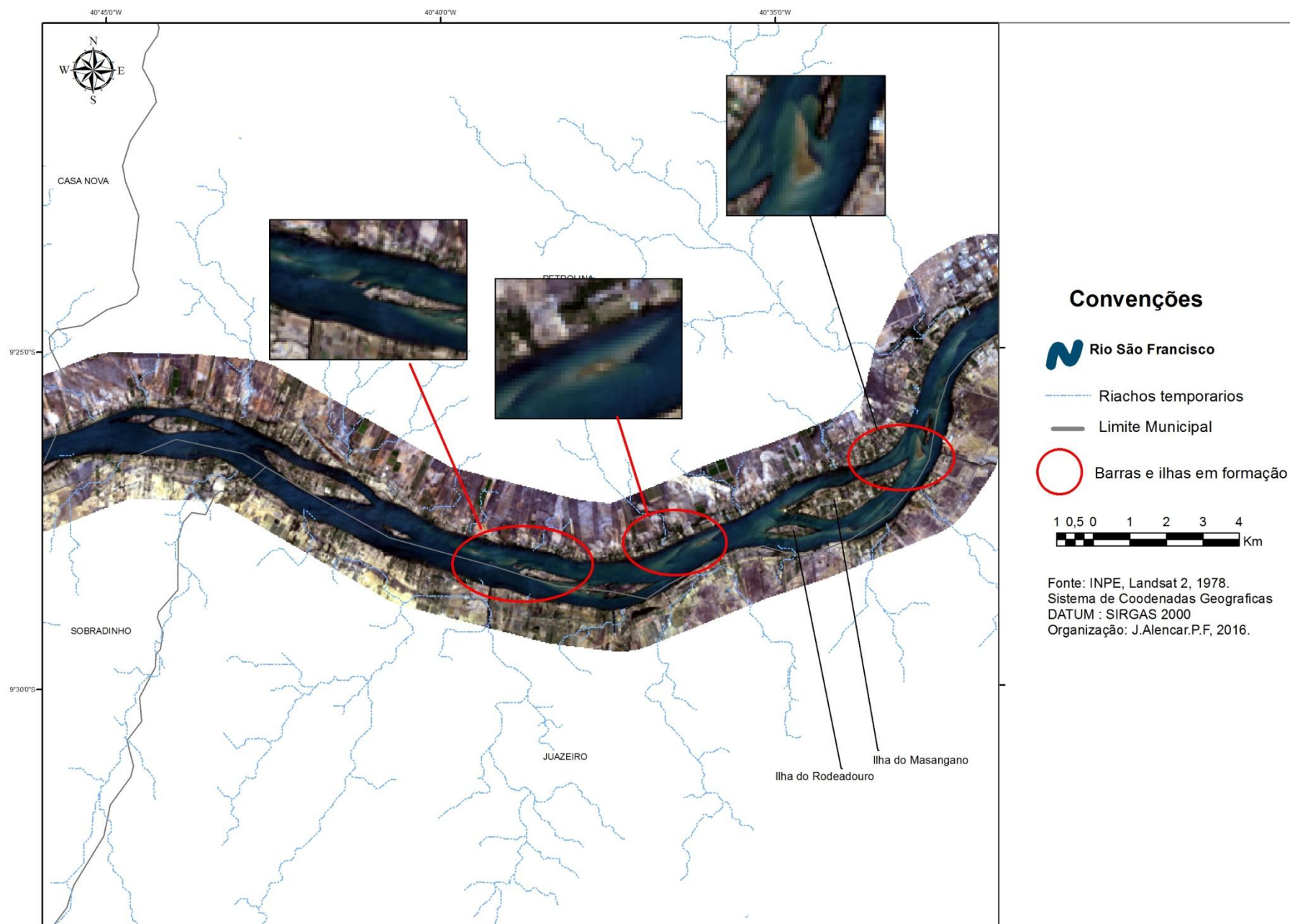


**Figura 94.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Vazão do recorte do rio, 2013. **Fonte:** ANA, 2016.



**Figura 95.** Estação fluviométrica da Ilha do Fogo, Juazeiro-BA (código 48020000), Volume de sedimentos do recorte do rio, 2013. **Fonte:** ANA, 2016.

A imagem deste ano obtida no período seco (Figura 96) demonstra que houve mudanças no padrão das barras que se consolidaram nos trechos mais sinuosos das margens plenas na planície aluvial e com presença de soleiras bancos e outras ilhas como a do masangano e rodeadouro. O material sedimentar em suspensão, menos coeso de alguns depósitos, originaram outros tipos de barras mais instáveis e sujeitas a submersão durante as cheias e emersão nas secas. Estas, por sua vez, são originadas mais por erosão do que de acumulação, a partir de depósitos residuais no canal, e contem forma retilínea e alongada, predominante longitudinal/transversal.



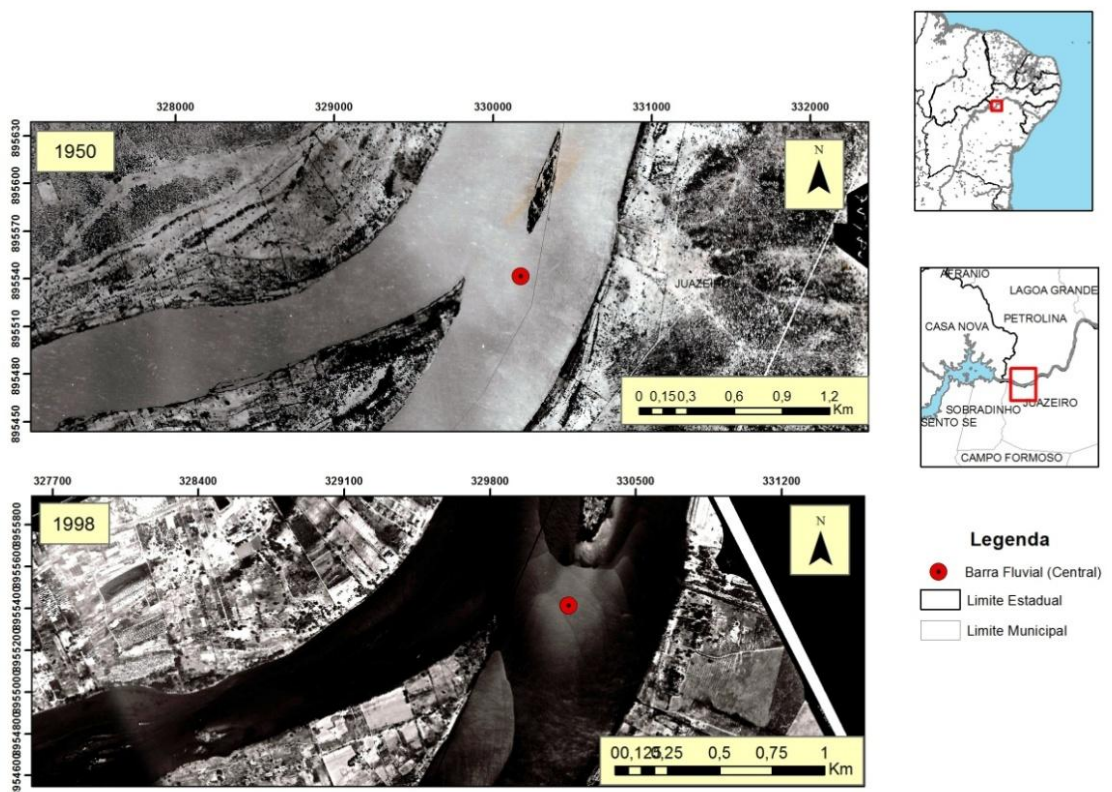
**Figura 96.** Submédio São Francisco, Adjacências das ilhas, recorte do canal fluvial em novembro de 2013\* com barras e ilhas em formação (\*Imagem do período de estiagem devido à impossibilidade da obtenção no período chuvoso pela forte nebulosidade).

**Fonte:** Organização Alencar, 2016 (Landsat 05, INPE).

Ao longo do leito do rio, onde estão situadas várias dessas barras fluviais, ocorre carga de materiais de siltes, argilas e areias, predominando areia, ou seja, sedimentos de granulometria média a maior. Para Chistofolleti (1980, p. 73), “a carga do leito move-se mais lentamente que o fluxo da água, porque os grãos deslocam-se de modo intermitente”, provavelmente acumulando-os e formando bancos de areia, desencadeando o assoreamento fluvial.

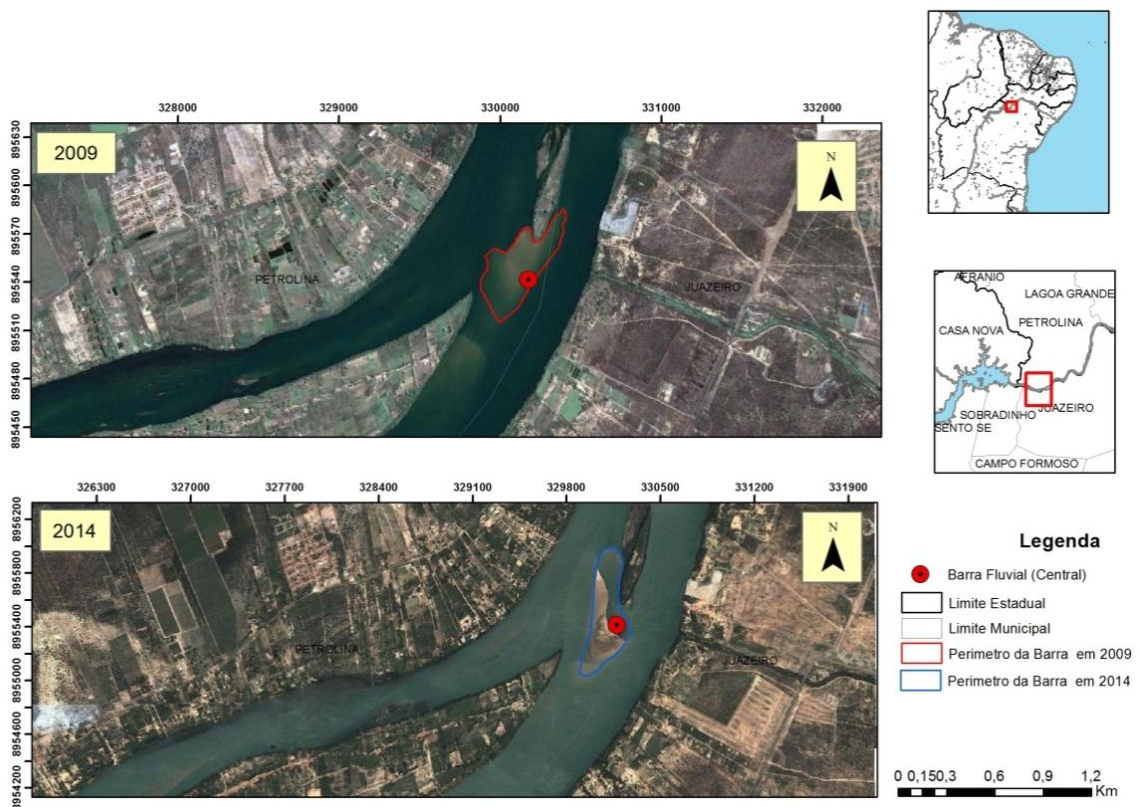
Nas proximidades das ilhas também ocorrem trechos com grande quantidade de afloramentos rochosos, sobretudo gnaissicos, configurando soleiras, bancos e barras arenosas em forma de parábolas, contribuindo para o seu entulhamento e um possível anastomasamento dos canais. Acrescenta-se ainda, que em muitos casos o acúmulo destes sedimentos favorece a formação de mantos intemperizados e até solos subsuperficiais com revestimento vegetal, e consecutivamente podem constituir ilhas. Esse processo se intensificou nos trechos mais largos a jusante da barragem de Sobradinho e a jusante das ilhas do Massangano e Rodeadouro, rio abaixo, ou então rente às suas margens, o que indica uma forte atuação antrópica na paisagem e no recorte hidrográfico em que se encontram. A construção da barragem interceptou e passou a controlar sua vazão e seu regime sazonal, interferindo no ciclo natural erosivo e deposicional. Portanto, todo o rio a jusante da barragem perdeu força hidrodinâmica e capacidade de transporte, tanto de carga de fundo como principalmente dos sedimentos em suspensão e detritos carregados pelo escoamento pluvial dos solos e de seus afluentes.

A análise de fotografias aéreas e imagens de satélites do rio São Francisco, e a averiguação *in loco*, constatam a expansão de barras arenosas com sedimentos em consolidação e solos subsuperficiais recobertos por vegetação herbácea e herbáceo-arbustiva, sobretudo nos últimos 16 anos, de 1998 a 2014, como o caso da barra entre as ilhas do Massangano e do Maroto (Figuras 97 e 98).



**Figura 97.** Rio São Francisco, evolução de barra fluvial (central), 1950-1998.

**Fonte:** Lyra et al, 2015 (Fotografias aéreas da CODEVASF).



**Figura 98.** Rio São Francisco, evolução de barra fluvial (central), 2009-2014.

**Fonte:** Lyra et al, 2015 (Google Earth, 2014).



Os rios com padrão morfológico de múltiplos canais entrelaçados são os que mais propiciam a formação de barras e ilhas. Contudo, as ilhas se desenvolvem com maior robustez e resistência em rios de padrão anastomosado. A diferença se dá pela estabilidade do canal e das ilhas atrelada a composição sedimentológica que ao contrário dos entrelaçados são predominantes finos e coesos. Outro fator importante é o regime hidrológico com fluxos concentrados de relativa magnitude e baixa competência dos canais diante da resistência dos bancos coesos, aumentando a frequência e intensidade de episódios de inundações das margens planas e intensificando a tendência da formação de novos canais por avulsão. Tais condições se desenvolvem independente do clima existente, sendo sua ocorrência pouco comum e mais atribuída à combinação não usual de fluxo e suprimento de sedimentos. Bem como, essa morfologia fluvial pode ocorrer em várias topografias, desde vales confinados em cordilheiras até grandes planícies e bacias de subsidência ou relativamente estáveis como a Amazônica (SILVA, 2012).

Neste sentido, a partir dos resultados obtidos e a interpretação da dinâmica contemporânea da paisagem fluvial do Submédio São Francisco, sintetizou-se as informações concernentes ao padrão e características morfológicas e hidrodinâmicas do canal em que fazem parte as ilhas do Massangano e Rodeadouro (Quadro 04).

**Quadro 04 - Padrão e características morfológicas e hidrodinâmicas do canal no recorte de estudo nas ilhas do Massangano e Rodeadouro.**

| <b>Formas, Processos hidro-morfodinâmicos, Materiais e Cobertura Vegetal</b> |  |   |
|--|--|---|
| Formas   | Canal único/múltiplo)  | Canal único   |
|  | Sinuosidade  | Baixa (0,94)  |
|  | Presença e tipo de barras  | Barras longitudinais, centrais, de meandros ou pontal e de soldamento.  |
|  | Presença de Ilhas  | Sim (06 ilhas e 08 ilhotas)   |
|  | Índice de anastomasamento  | Médio   |
|  | Tipo de Vale   | Vale parcialmente confinado com pouca sinuosidade e controlado por planície de inundação descontínua nos trechos meandantes e retilíneos e/ou vale múltiplo-canal simétrico no anastomosado em planície de inundação contínua |
|  | Planície (Presença, desenvolvimento e continuidade)                | Sim – contínua e bem desenvolvida no trecho anastomosado / descontínua nos trechos meandantes e retilíneos.   |
|  | Formas na planície (presença de paleocanais, meandros abandonados) | Paleocanais   |



|                                |  |  |
|--------------------------------|--|--|
|                                | Presença de terraços   | Sim  |
|                                | Presença de lagoas (forma, densidade, conexão com o rio)   | Sim (maioria de inundação e conectadas por paleocanais ou fluxos hortonianos), baixa densidade e desconexas.   |
|                                | Gradiente  | Baixo  |
|                                | Largura média do canal (m)   | > 350 (máximo de 2000m)  |
|                                | Direção Preferencial do canal/controle estrutural?   | Direção NO-SE; Não há controle estrutural aparente, topografia bastante plana e litologia homogênea porém há presença de soleiras rochosas sobretudo metamórficas com diques e veios transversais  |
| Processos Hidro-morfodinâmicos | Comportamento erosivo/deposicional predominante (canal)  | Erosão na margem concava e de deposição na margem convexa  |
|                                | Comportamento erosivo/deposicional predominante (planície)   | Deposicional   |
|                                | Mobilidade no período de 20 anos   | Não houve  |
|                                | Velocidade máxima das médias (m/s)   | -  |
|                                | Variação do nível de água (m)  | 1,3 m  |
|                                | Vazão média (m <sup>3</sup> /s)  | 1.153 m <sup>3</sup> /s  |
|                                | Mobilidade do canal, ilhas e barras emersas e submersas segundo a periodicidade hidrológica (cheia e seca) | Perceptível ao longo do período de análise observado (1950 a 2015), sobretudo antes e pós – barragem a montante (Sobradinho)   |
| Materiais                      | Tipo de solo (margens e ilhas)   | Neossolos Flúvicos e quatzarênicos / Planossolos Háplicos  |
|                                | Rochas (margens e ilhas)   | Complexos granito-gnáissicos e greenstone belts paleoproterozóicos e arqueanos constituídos predominantemente por ortognaisses, migmatitos, mica-xistos, supracrustais. filitos, metassilitos, metacórseo e metagrauvaca; além de ,matavulcano-sedimentares (máficas e ultramáficas); Formações superficiais sedimentares cenozoicas (quaternárias e neógenas) como aluvionares recentes areno-argilosos e antigos com intercalações de cascalhos, siexos e matacões, eólicos inconsolidados arenosos, coberturas detritolateríticas e calcários da formação Caatinga. |

|                   |   |   |
|-------------------|---|---|
| Cobertura Vegetal | Tipologia vegetal nas planícies, terraços, barras e ilhas | Formação pioneira com influencia fluvial ou lacustre representada pela mata ciliar ou ripária do Submédio São Francisco atualmente degradada com espécies exóticas; além da Caatinga ou Savana-estépica tipos gramíneo-lenhosa, arborizada bosque e parque com forte antropização por atividade agropecuária. |
|-------------------|---|---|

Fonte: Elaboração do autor (adaptado de SIILVA, 2012). \*Dados ANA posto 48020000 - a jusante a uma distancia de 6,7 Km, dezembro de 2015.

## 7. CONCLUSÃO

A abordagem morfoestratigráfica e a datação por Luminescência opticamente estimulada (LOE) possibilitou uma interpretação paleoambiental das ilhas em uma geocronologia relativamente precisa dos episódios e processos geomórficos e antropogênicos do Quaternário Tardio. Idades relativas obtidas na sedimentologia e datação de seus depósitos sedimentares são recorrentes ao Holoceno recente e relacionadas as pequenas mudanças climáticas ocorridas entre cerca de 6.000 a 2000 anos AP, como a Pequena Idade do Gelo, e as oscilações das anomalias atmosféricas episódicas de pulsos climáticos como o El Niño e os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS).

A reconstrução paleoambiental a partir de indícios do período Quaternário possibilita estabelecer o elo entre o passado geologicamente pouco remoto e o presente (2,5 Ma da história da Terra), propiciando situações favoráveis ao tentar traçar prognósticos futuros, ainda que seja uma tarefa extremamente complexa (SUGUIO, 1999). Ainda para o mesmo autor, este período coincide com o surgimento do homem e a interação deste com os processos naturais, advindo daí sua complexidade já que compreende o estudo da dinâmica natural dos eventos com a interferência humana, o que requer estudos de caráter multidisciplinar e integrado.

A dinâmica do Quaternário converte-se em um conhecimento relevante na gestão de problemáticas sócio-ambientais, pois pode subsidiar a prevenção de fenômenos naturais que assumem conseqüências catastróficas futuras para o próprio homem, e de forma similar também pode promover formas de vivência sustentáveis e isentas de problemas futuros. Outro fator relevante é a contribuição dos diagnósticos para as atividades econômicas, sobretudo nas áreas de planície costeiras e fluviais datadas essencialmente do Quaternário, onde o conhecimento da história evolutiva destas formações favorece a um uso mais adequado dos recursos naturais e a um desenvolvimento das populações com mais racionalidade ambiental.

No Submédio São Francisco, as superfícies geomorfológicas de caráter fluvial, como os terraços, planícies de inundação e, sobretudo as ilhas também foram alvos de profundas modificações impostas principalmente pelas atividades agrícolas irrigadas. Portanto, mapear em detalhes a ocorrência destas feições de relevo para caracterizar seus fatores e processos morfogenéticos atuantes, selecionando os depósitos sedimentares para análise estratigráfica e ocorrência dos paleoeventos associados ao Quaternário Tardio, constitui um instrumento relevante para compreender a dinâmica geomorfológica e ambiental da paisagem semiárida

em que estão inseridas e suscitar um planejamento e ações efetivas para o uso e ocupação de suas terras com mais racionalidade.

A dinâmica ambiental e evolutiva da paisagem geomorfológica semiárida brasileira está estreitamente relacionada com os processos superficiais e antropogênicos do Quaternário Tardio, mas especificamente no último máximo Glacial ocorrido no interstício Pleistoceno/Holoceno demarcado por intensa variabilidade climática. Neste contexto, especificamente no Holoceno, as ilhas fluviais e seus depósitos aluvionares-eólicos da planície poligenética do Submédio São Francisco, são consideradas paisagens remanescentes desta dinâmica, pois sua sedimentologia e geocronologia indicaram a mobilidade do sistema de drenagem e sua morfologia e interação com oscilações climáticas e respostas no regime hidrológico. A presença de paleocanais, antigos níveis de terraços e áreas de inundação (planície de inundação) recobertas por materiais retrabalhados pela ação pluvial e eólica constituindo espessos mantos e leques arenosos (colúvio-aluvionares), são evidências desta procedência em clima mais seco que o atual e de transição para sub-úmido, que configuravam um sistema de múltiplo canal entrelaçado/anastomosado com diversas barras e ilhas.

A dinâmica contemporânea das ilhas do Massangano e Rodeadouro permitiu inferir o contexto espaço-temporal em que fazem parte, ou seja, o recorte hidrográfico do Submédio São Francisco sob condições climáticas semiáridas. Decerto, o regime hidrológico e o padrão morfológico do canal principal do rio em que as ilhas se encontram, tipo único meandrante de baixa sinuosidade e com trechos anastomosados são indicativos das alterações ambientais recentes, intensas e rápidas promovidas pela forte antropização da paisagem que promoveram o desequilíbrio dos processos hidro-geomórficos e ecológicos.

Nesse contexto, o principal fator deste desequilíbrio foi às intervenções hidráulicas no rio e ao longo de toda sua bacia. Dentre elas a barragem de Sobradinho situada a montante do trecho do rio e da planície fluvial delimitada como área de influência para as ilhas, alterou consideravelmente toda dinâmica fluvial, sobretudo o regime hidrológico e o padrão morfológico dominante. A dinâmica geomorfológica preteritamente regida pelo clima foi interrompida a partir do controle hidrológico, sobretudo a vazão, o fluxo de corrente, o gradiente do canal com o rebaixamento do nível de base do leito principal e de seus principais tributários, e a competência de transporte sedimentar.

O rio perenizado a montante passou a ser controlado artificialmente pela barragem para regular a vazão e as diferenças entre os extremos de secas na estiagem e de cheias durante as chuvas, permitindo o maior volume de água armazenado. Contudo, ao promover o uso e a ocupação das terras pela irrigação e geração de energia hidroelétrica ocasionou uma

série de impactos que se repercutiram em toda bacia e se alastraram a todo sistema hidrológico, como o desmatamento e erosão do solo, o assoreamento e consequente entulhamento do canal, a poluição de suas águas, o rebaixamento do nível de água pela própria regulação da vazão e retenção de água para abastecimento e geração de energia. Do ponto de vista morfodinâmico a estagnação da capacidade erosiva e mobilidade dos sedimentos praticamente transformou o rio em um sistema predominante deposicional, que atrelada ao baixo gradiente, vem se agravando e intensificando ao longo dos últimos anos. Outro aspecto agravante é a propriedade dos sedimentos depositados nas margens e no leito do rio, preponderante de carga de fundo, cascalhento e grosseiro (areia e silte finos a médios), que por acresção vertical se expandem nas soleiras formando várias barras e ilhas, e aumentam a divisão do canal, configurando o anastomasamento e a retomada do entrelaçamento inicial (paleoentrelaçamento).

Portanto, as ilhas, apesar do nível de instabilidade ambiental moderado, fazem parte de uma paisagem geomorfológico-ambiental em desequilíbrio com repercussões presentes e futuras alarmantes. A dinâmica rápida e recente das ilhas com sua mobilidade e constante reafeição, lhe proporcionam uma maior capacidade de resiliência ambiental, mas diante o contexto espacial em que se encontram, demarcado por derivações antrópicas e graves impactos, precisam ser ocupadas e utilizadas com planejamento e racionalidade.

## 8. REFERÊNCIAS

- ABREU, A. A. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 4, n. 2, 2003, p. 51-67.
- AB' SABER, A. N. A Geomorfologia no Brasil. **Notícia Geomorfológica**. Campinas: n. 2, 1958, p. 1-18.
- AB'SABER, A. N. Conhecimento sobre Flutuações do Quaternário no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. São Paulo, v. 6, p. 41-48, 1957.
- AB'SABER, A. N. Depressões Periféricas e Depressões Semi-áridas no Nordeste Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, n. 22, p. 3-18, 1956.
- AB' SABER, A. N. O Domínio Morfoclimático Semiárido das Caatingas Brasileiras. **Geomorfologia**, São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo-USP, n. 43, 1974, p. 1-19.
- AB'SABER, A. N. **Os Domínios de Natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159p.
- AB' SABER, A. N. Os Terraços Fluviais da Região de São Paulo. **Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae" da Universidade Católica de São Paulo**, São Paulo, v. 10, 1952-1953, p. 86-104.
- AB' SABER, A. N. Participação das Superfícies Aplainadas nas Paisagens do Nordeste Brasileiro. **IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia**, São Paulo, n. 19, 1969a, 38p.
- AB'SABER, A. N. Um Conceito de Geomorfologia a Serviço das Pesquisas sobre o Quaternário. **Instituto de Geografia. USP**, 1969b, 23p.
- AB' SABER, A. N. Topografia, Paisagem e Ecologia. **Observatório Scientific American Brasil**. Janeiro de 2005.
- AITKEN, M. J. **An Introduction to Optical Dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence**. Oxford: Oxford University Press, 1998. 267p.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349-364, dez. 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. de. ; FUCK, R. A. províncias Estruturais Brasileiras. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, 8, 1977, Campina Grande. Atas do. Campina Grande: SBG, 1977, 499p. (Boletim do Núcleo do Nordeste da SBG, 6) p. 363-391.
- ANDRADE-LIMA, D. Contribuição a Dinâmica da Flora do Brasil. **Arquivos Instituto de Ciências da Terra**. Universidade do Recife, v. 2. p.15-20. 1964.



ANDRADE-LIMA, D. Vegetação, in: IBGE. **Atlas Nacional do Brasil**. Rio de Janeiro, Séc. 2.11. 1966.

ANDRADE, G. O. de.; LINS, R. C. Os Climas do Nordeste. In: CONDEPE. **As Regiões Naturais do Nordeste, o Meio e Civilização**. Recife: 1970, p. 95-138.

ANGELIN, L. A. de A. (Org.) **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Aracaju NW – Folha SC.20-V. Estado da Bahia, Pernambuco e Piauí**. Escala 1: 500.000. Texto Explicativo. Brasília: CPRM/DIEGIG/DEPAT, 2001.

ANA/ GEF/ PNUMA/OEA (a). Diagnóstico Analítico da Bacia do São Francisco e sua Zona Costeira (Subprojeto). **Projeto de Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco**. Brasília – DF: Agência Nacional de Águas – ANA, Fundo para o Meio Ambiente Mundial – GEF, Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente – PNUMA, Organização dos Estados Americanos – OEA. 2003.

ANA/ GEF/ PNUMA/OEA (b). Plano de Gerenciamento Integrado da Bacia do Rio Salitre (Subprojeto). **Projeto de Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco**. Brasília – DF: Agência Nacional de Águas – ANA, Fundo para o Meio Ambiente Mundial – GEF, Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente – PNUMA, Organização dos Estados Americanos – OEA. 2003.

AQUINO, A. C. de. Ilha do Massangano: dimensões do modo de vida de um povo; a (re)construção do modo de vida e as representações sociais da Ilha do Massangano no Vale do São Francisco. **Dissertação (Mestrado em Sociologia)**. Recife, Universidade Federal de Pernambuco, 2004. 141p.

ARAÚJO, H. M. de. A Bacia Hidrográfica como Unidade Geográfica de Planejamento e Gestão Ambiental. In: ARAÚJO, H. M. de.; SANTOS, N. D. dos. (orgs.) **Temas de Geografia Contemporânea: (teoria. Método e aplicações)**. São Cristóvão: Editora UFS; Aracaju: Fundação Oviêdo Teixeira, 2010. p. 21-82.

ARRUDA, L. V. de. **Serra de Maranguape-CE Ecodinâmica da paisagem e implicações sócio-ambientais**. 2001. 157p. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente) - Programa Regional de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente – PRODEMA, Sub-área de Gerenciamento Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2001.

ASSUNÇÃO, A. P.; MARÇAL, M. dos S. Retificação dos canais fluviais e mudanças geomorfológicas na planície do rio Macaé (RJ). **Revista de Geografia da UFPE**, v. 29, n.3, p. 19-36, 2012.

AZAMBUJA, R. N. **Análise geomorfológica em áreas de expansão urbana no município de Garanhuns – PE**. 2007. 153p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.

AZAMBUJA, R. N. **Dinâmica superficial de uma bacia de drenagem semiárida: um estudo de caso da bacia do riacho Salgado – PE**. 2012. 244p. Tese (Doutorado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012.

BARRETO, A.M. F.; SUGUIO, K. Considerações sobre a idade e a paleogeografia das paleodunas do médio Rio São Francisco, Bahia. In: **Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA**, IV, Resumos Expandidos. São Paulo. p. 11. 1993.

BARRETO, A. M. F. **Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia**. 1996. 174p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

BARRETO, A. M. F. et al. Campo de dunas inativas do médio rio São Francisco, BA: marcante registro de ambiente desértico do Quaternário brasileiro. In: Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos- SIGEP 56. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil: Editores Carlos Schobbenhaus...** [et al.] - Brasília: DNPM, p. 223-231. 2002.

BARRETO, E. A. de S. **Reconstituição da pluviosidade da chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites**. 2010. 112p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 2010.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, Tempo e Clima**. 9. Ed. Bookman Editora, 2009, 495p. [ISBN – 6565837394, 9788565837392].

BARROS, A. C. M. de. **Avaliação da desconexão encosta-canal da bacia do riacho Grande/PB**. 2014. 138p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

BARROS, A. C. M.; SOUZA, J. O. P. de.; CORRÊA, A. C. de B.; Sensitividade da paisagem na bacia do Riacho do Mulungu, Belém do São Francisco, Pernambuco. **Revista de Geografia. Recife: UFPE – DCG/NAPA**, v. Especial VIII SINAGEO, n. 2, p. 108-120, Set. 2010.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas: fundamentos, desenvolvimento e aplicações**. Tradução de Francisco Guimarães. 6º ed. Petrópolis: Vozes, 2012. 360p.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física Global – Esboço Metodológico. **Revista RA'E GA**, n. 8, Curitiba: Editora UFPR, 2004, p.141-152.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE-LIMA, D.; RIEHS, P. J. Considerações a Respeito das Mudanças Paleoambientais na Distribuição de Algumas Espécies Vegetais e Animais no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 47, p. 411-464, 1975. (Suplemento).

BRASIL; PERNAMBUCO. **Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco**. Brasília, DF: CPRM, 2001.

BRITO, LT de L. et al. VARIABILIDADE DA QUALIDADE DA ÁGUA DO RIO SALITRE. In: **Embrapa Semiárido-Artigo em anais de congresso (ALICE)**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CAPTAÇÃO E MANEJO DE ÁGUA DE CHUVA, 4., 2003, Juazeiro, BA. Anais... Juazeiro: ABCMAC; Petrolina, PE: Embrapa Semi-Árido, 2003. 2004.

BRITO, M. C. de.; FERREIRA, C. C. M. Paisagem e as Diferentes Abordagens Geográficas. **Revista de Geografia PPGEO/UFJF**. v. 2, n.1, p.1-10, 2011. [On line] acesso: [www.ufjf.br/revistageografia](http://www.ufjf.br/revistageografia).

BRIERLEY, G. J.; FRIYRS, K. River Styles, a Geomorphic Approach to Catchment Characterization: implications for river rehabilitation in Bega Catchment, New South Walles, Austrália. **Environmental Management**. v. 25, nº 6, 2000, p. 661-679.

BUDEL, J. Die “doppletten Einebnungsflächen” in den feunchten Tropen. **Z. f. Geomorph.** NF., p. 221-228, 1957.

BUDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1982.

CABRAL, C. J. **Caracterização paleoclimática e paleoambiental do Campo de Dunas de Petrolina em Pernambuco: um subsídio para a reconstituição do Submédio São Francisco**. 2014. 152p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

CAMARGO FILHO, M. & BIGARELLA, J. J. Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea da bacia do Bananas – Guarapuava – PR. **Geosul**, v. 14, p. 438 – 442, 1998.

CAPRA, F. **A Teia da Vida – Uma Nova Compreensão Científica dos Sistemas Vivos**. São Paulo: Cultrix. 1996. 256p.

CARVALHO, A. de.; Domínio da Ilhas Fluviais. **Revista de Direito Administrativo**, Editora FGV e Editora Fórum; Linguagem: Português, Base de dados: Repositório FGV Periódicos, 1954, 2238-51770034-800. Disponível em: <http://bibliotecadigital.fgv.br/ojs/index.php/rda/article/viewFile/13698/12596>.

CARVALHO, T. M. de; MORAIS, R. P. Aspectos hidrogeomorfológicos do sistema fluvial do baixo rio Uraricoera e alto rio Branco como subsídio a gestão de terras. **Geografias**. Belo Horizonte, v. 10, n. 2, p. 118-135, jul/dez. 2014.

CARVALHO, M.A. V. de; OYAMA, M. D. Variabilidade da Largura e Intensidade da Zona de Convergência Intertropical Atlântica: aspectos **observacionais**. [on line] <http://sic2011.com/sic/arq/170329648531311703296485.pdf>, 2011. 6p.

CARVALHO, L. M.; RAMOS, M. A. B. (orgs.) **Geodiversidade do Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2010. 184p. (disponível em: [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)). Acesso em 07 de fevereiro de 2015.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. 2005. (Disponível em: [www.funape.org.br/geomorfologia](http://www.funape.org.br/geomorfologia)). Não Paginado. Acesse em: 13 de dezembro de 2014.

CASSETI, V. **Ambiente e Apropriação do Relevô**. São Paulo: Contexto, 1991, 147p.

CASTRO, D. G. Significados do Conceito de Paisagem: um debate através da epistemologia da Geografia. **Revista de Geografia da PUC**, São Paulo, Jun/2013, p.1-7. Disponível em: [www.pucsp.br/~diamantino/PAISAGEM.htm](http://www.pucsp.br/~diamantino/PAISAGEM.htm).

CAVALCANTE, A. de M. B. Paisagens Insulares no Semiárido do Ceará. **Revista de Geografia da UFPE**, v. 30, n.3, p. 163-177, 2013.

CAVALCANTI, L. C. de S. **Cartografia de Paisagens: fundamentos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014. 95p.

CAVIEDES, C. N. **El Niño in History: Storming through the ages**. University Press of Florida, Gainesville, 2001. 275p.

CHIAVENATO, J. J. **O Massacre da Natureza**. 7º ed. São Paulo: Moderna (Coleção Polêmica), 1989. 105p

CHORLEY, R. J.; HAGGETTI, P. Modelos, Paradigmas e a Nova Geografia. In: CHORLEY R. J. e HAGGETT, P. (orgs.) **Modelos Integrados em Geografia**. Tradução de Arnaldo Viriato de Medeiros. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos; São Paulo: EDUSP, 1974. p.1-20.

CHRISTOFOLETTI, A. **A Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgard BlücherLtda, 1999. 236p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de Sistemas em Geografia Física**. São Paulo: HUCITEC, 1979.

CHRISTOFOLETTI, A.; As Características da Nova Geografia. In: CHRISTOFOLETTI, A. (Org.) **Perspectivas da Geografia**. São Paulo: DIFEL, 1982a. p. 71- 101.

CHRISTOFOLETTI, A.; As Perspectivas dos Estudos Geográficos. In: CHRISTOFOLETTI, A. (Org.) **Perspectivas da Geografia**. São Paulo: DIFEL, 1982b. p. 11-36.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2º ed. São Paulo: Edgar Blücher, 1980. 189p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. v. 1. São Paulo: Edgar Blücher, 1981. 297p.

CHRISTOPERSON, R. W. **Geossistemas: uma introdução à Geografia Física**. Tradução Francisco Eliseu Aquino et al. 7. ed. Porto Alegre: Bookman, 2012. 728p.

CONTI, J. B. Resgatando a Fisiologia da Paisagem. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, v. 14, São Paulo: 2001, p. 59-68.

CORRADINI, F. A.; FACHINI, M. P.; STEVAUX, J. C. Controle geomorfológico da distribuição da vegetação ripária do rio Paraná: parte I – unidades geomórficas da planície de inundação. **Revista UnG – Geociências**. v. 05, n. 1, 2006, p. 13-21.

COELHO, A. L. N. Geomorfologia fluvial de rios impactados por barragens. **Caminhos de Geografia** (revista on line). Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFU. v. 9, n. 26, Uberlândia: jun./2008, p. 16-32.

CORRÊA, A. C. de B. A História Geomorfológica dos Compartimentos Elevados do Planalto da Borborema, NE do Brasil: a perspectiva da etchplanação. **Revista de Geografia da UFPE**, v. 20, n.1, p. 16-24, 2003.

CORRÊA, A. C. de B. **Dinâmica geomorfológica os compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2001. 386p. Tese (Doutorado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

CORRÊA, A. C. B. **Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço da Serra da Baixa Verde – estudo da relação entre a distribuição dos sistemas geoambientais e a compartimentação geomorfológica**. 1997. 182p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1997. 182p.

CORRÊA, A. C. de B. Morfodinâmica e Sensitividade Ambiental do Ambientes Semi-Áridos Brasileiros: um enfoque a partir das relações solo x paisagem. **Revista Portal do São Francisco**, CESVASF. 2006, n. 5, p. 51-65.

CORRÊA, A. C. B., SILVA, D. G., MELO, J. S. Utilização dos Depósitos de Encostas dos Brejos Pernambucanos como Marcadores Paleoclimáticos do Quaternário Tardio no Semi-Árido Nordestino. **Mercator** – Revista de Geografia da Universidade Federal do Ceará. [online]. 2008, Vol. 07, n. 14, p. 99-125.

CORRÊA, A. C de B., SOUZA, J. O. P. de.; CAVALCANTI, L. C. de S. Solos do Ambiente Semiárido Brasileiro: erosão e degradação a partir de uma perspectiva geomorfológica. IN: GUERRA, J. T.; JORGE, M. do C. O. **Degradação dos Solos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014. p.127-169.

CORRÊA, L. R.; ROSENDAHL, Z. (orgs) **Paisagem, Tempo e Cultura**. Rio de Janeiro: Editora UERJ, 1998.

CPRM. Carta Geológica da Folha SC-24-V-C-III Petrolina Escala 1:100.000. 2014.

CPRM. Carta Geológica da Folha SC-24-V-C-VI Campos dos Cavalos Escala 1:100.000. 2014.

CUNHA, S. B. Canais Fluviais e a Questão Ambiental. In: CUNHA, S.B., GUERRA, A. J. T. (orgs.) **A Questão Ambiental: diferentes abordagens**. 4º Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008, p. 219-238.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (orgs.) **Avaliação e Perícia Ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A.J.T. (orgs.) **Geomorfologia Exercícios, Técnicas e Aplicações**. Ed. Bertrand Brasil. 2002.

CUNHA, T. J. F., (et al.) **Solos da Margem Esquerda do Rio São Francisco: município de Petrolina, Estado de Pernambuco**. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2010. 273p.

CUNHA, T. J. F., (et al.) **Solos do Município de Lagoa Grande: margem esquerda do Rio São Francisco, Estado de Pernambuco**. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2012. 44p.

DALTON DE SOUZA, J. et al. **Projeto Colomi. Geologia da Região do Médio São Francisco**. Relatório final. Salvador: CPRM, 1979. 3v.

DREW, D. **Processos Interativos Homem-Meio ambiente**. 6º Ed. São Paulo: Bertrand Brasil, 2005. 224p.

DIAS, J. A. **Análise Sedimentar e o Conhecimento dos Sistemas Marinhos**. [http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks/Sedim/SedimB\\_AG.pdf](http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks/Sedim/SedimB_AG.pdf) 2004.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p. il. Inclui apêndices.

ENGELS, F. **Dialética da Natureza**. (Tradução de Joaquim José Moura Ramos e Eduardo Lúcio Nogueira). Lisboa: Editorial Presença - Portugal\ Livraria Martins Fontes – Brasil, 1879. 340p.

ELORZA, M. G. Climatic Geomorphology. Universidad de Zaragoza, Spain. December 2005. Elsevier; [ISBN: 978-0-444-51794-4] **Browse books:** site: <http://www.elsevier.com/books/climatic-geomorphology/gutierrez-elorza/978-0-444-51794-4>. Acessado em 10 de novembro de 2014.

FLORENZANO, T. G. (org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologías atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, 318 p.

FERNANDES, O. V. Q.; SANTOS, M. L. dos.; STEUVAUX, J. C. Evolução e características faciológicas de um conjunto de ilhas no rio Paraná, região de Porto Rico (PR). **Boletim de Geografia – UEM**, Ano 11, n. 01, Dez. 1992, p. 05-15.

FERREIRA, V. O. A Abordagem da Paisagem no Âmbito dos Estudos Ambientais Integrados. **Geotextos** – Revista da Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Bahia. v. 06, n. 2. Salvador: dez/ 2010, p. 187-208.

FERREIRA, B. **Geologia, Geomorfologia e Paleontologia da margem pernambucana do lago de Itaparica, Nordeste do Brasil**. 2010. 190p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, CTG, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

FERREIRA, B.; CORREA, A. C. de B.; BARRETO, A. M. F. Depósitos Eólicos Inativos do Sub-Médio São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Revista Sociedade & Natureza**, v. 25, n. 2. Uberlândia: mai/ago/2013, p. 363-378.

FERREIRA, R. V.; DANTAS, M. E.; SHINZATO, E. Origem das Paisagens. In: TORRES, F. S.; PFALTZGRAFT, P. A. S. (orgs.) **Geodiversidade do Estado de Pernambuco**. Recife: CPRM, 2014. p. 51-70. (disponível em: [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)). Acesso em 07 de fevereiro de 2015.

FIELD, J. J.; LICHVAR, R. W. Review and synopsis of natural and human controls on fluvial channel processes in the arid west. ERDC/CRREL TR-07-16. Hanover, NH: U.S. Army Engineer Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 2007, 62p. In: **A review of stream processes and forms in dryland Watersheds**. California Department of Fish and Game, Kris Vyverberg, Senior Engineering Geologist Conservation Engineering, Dez./2010, 32p. [on line] Acesso <https://nrm.dfg.ca.gov/FileHandler.ashx?DocumentID=25779>.



FIGUEIROA, S. N.; Estudo dos Sistemas de Circulação de Verão sobre a América do Sul e sua Simulação com Modelos Numéricos. **Tese (Doutorado em Meteorologia)**. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1997.

FRIYRS, K.; BRIERLEY, G. J. River Styles, Pratical Aplication of the River Styles® Framewok as Tool for Catchment-wide Management: a case study, from Bega Catchement. New South Walles, Austrália. **Ebook**: site: <http://www.riverstyles.com/ebook.php>, 2005. Acessado em 02 de fevereiro de 2015.

FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v.46, p.112-113, 1962.

FOLK, F. L. & WARD, W. Bazos River bar: a study in the of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*. v. 27, p. 3-26, 1957.

GARCIA, S. R. Sistema de Monção da América do Sul: inicio e fim da estação Instituto Nacional de Pesquisas Espaciaise sua relação com a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. **Tese (Doutorado em Meteorologia)**. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2010. 200p.

GAGARINOVA, O.V e KOVALCHUK, O. A. Avaliação dos Impactos Antrópicos em Complexos Hidrológicos-Paisagem. **Geography and Natural Resources** – Institute of Geography SB RAS, Irkutsk. v. 31, n. 3. Siberian Branch of RAS: Setembro/2010, p. 291–295.

GALE, S. J. & HOARE, P. G. **Quaternary sediments: petrographic methods for the study of ulithified rocks**. Londres: Bethaven Press, 1991.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. **Estudo Observacional sobre as Baixas Frias da Alta Troposfera nas Latitudes Subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. São José dos Campos, INPE, 1982. (INPE-2579-PRE/227).

GAUTIER, E.; GRIVEL, S. Multi-escala analysis of island formation and development in the Middle Loire River, France. In: **Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems** (Proceedings of a symposium held in Dundee, UK, July 2006). IAHS Publ. 2006, p. 179-187.

GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomophorlogy**. v. 1, Routledge Ltd, 2004, p.345-347. [ISBN 0–415–27298–X (set)] Ebook: [www.eBookstore.tandf.co.uk](http://www.eBookstore.tandf.co.uk). Acessado em 05 de março de 2015.

GREGORIO, A. D. Land Cover Classification System (LCCS), version2: Classification Concepts and User Manual. **FAO Environment and Natural Resources Service Series**, N. 8, Rome, 2005. 208p. ( CD-ROM with software).

GREGORY, K. J. **A Natureza da Geografia Física**. São Paulo: Bertrand Brasil, 1992. 367p.

GRIGORIEV, A. A. The theoretical fundaments of modern physical Geography. **The interaction of Scienses in the study of the earth**. Moscou, p. 77-91, 1968.

GUERRA, A. J. T.; MENDONÇA, J. K. S.. Erosão dos solos e a Questão Ambiental. In: **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil.** – (orgs.) Antonio Carlos Vitte e Antônio José Teixeira Guerra. Rio de Janeiro: Ed.Bertrand Brasil. p. 225-256, 2004.

GUERRA, A. T. **Novo Dicionário Geológico-geomorfológico.** Edição atualizada e ampliada por Antonio José Teixeira Guerra. 9º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011. 648p.

GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. dos S. **Geomorfologia Ambiental.** 2º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. 190p.

GURJÃO, C. D. de S. et al. Influência dos Enos (El Niño – Oscilação Sul) no regime hidrológico do rio São Francisco: uma análise em regiões com fortes pressões antrópicas. **Rev. Brasileira de Geografia Física**, n. 4, p. 774-790, 2012. [on line – [www.ufpe.br/rbgfe](http://www.ufpe.br/rbgfe)].

HARVEY, A. Fan Alluvial In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology.** v. 1, Routledge Ltd, 2004, p.15-19. [ISBN 0-415-27298-X (set)] Ebook: [www.eBookstore.tandf.co.uk](http://www.eBookstore.tandf.co.uk). Acessado em 05 de março de 2015.

HASUI, Y.; Cráton São Francisco. In: **Geologia do Brasil.** HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A.; (Orgs.) São Paulo: Beca, 2012. 900p.

HINGEL, R. L. **Sedimentação fluvial quaternária na bacia do rio Macaé (RJ): análise morfoestratigráfica de terraços fluviais.** 2012. 109p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Rio de Janeiro, 2012.

HOLANDA, F. S. R. *et. al.* Análise Multitemporal e Caracterização dos Processos Erosivos no Baixo São Francisco Sergipano. **Revista Brasileira de Geomorfologia** [online].2007, v. 08, n. 02, p. 87-96.

HORTON, R. Erosional development of Streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin** 56. Boulder, 1945. p. 275-370.

HUDSON, P.F.; BUTZER, K. W.; BEACH, T. Fluvial deposits and environmental history: Synthesis. **Geomorphology**. n. 101, 2008, xvii-xx. Site: [www.elsevier.com/locate/geomorph](http://www.elsevier.com/locate/geomorph)  
IBGE. **Censo Demográfico 2000.** Disponível em: <http://www.censo2000.ibge.gov.br>  
Acessado em: 10/12/2015 as 8:00h30min.

IBGE. **Censo Demográfico 2010.** Disponível em: <http://www.censo2010.ibge.gov.br> Acesso em junho de 2016.

IBGE. **Manuais Técnicos em Geociências: Manual Técnico da Vegetação Brasileira.** 2. ed. Revista e Ampliada. n. 1, Rio de Janeiro, 2012. 271p.

IBGE. **Manual Técnico de Uso da Terra.** 3º Ed. Manuais Técnicos em Geociências. n.7, Rio de Janeiro: 2013.

IBGE. **Vocabulário Básico de Recursos Naturais e Meio Ambiente.** 2º Ed. 2004, 332p.

JATOBÁ, L. A Geomorfologia. In: JATOBÁ, L.; LINS, R. C.; SILVA, A. F. (orgs.) **Tópicos Especiais de Geografia Física.** 2º ed. Petrolina – PE: Progresso, 2014. p. 11-30.

JUNIOR, E. V. B.; GALVÍNIO, J. D. Análise climatológica da quadra chuvosa do município de Belém do São Francisco – PE, para o período de 1962 a 2009. **Revista Brasileira de Geografia Física**. Recife-PE, v. 2, n. 02, p. 31-42, mai-agost. de 2009.

KALE, V. S. Fluvial Hidrology and Geomorphology of Monsoon-dominated Indian Rivers. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 6, nº 1, p. 63-73, 2005.

KANE, R. P. Limited effectiveness of El Niños in causing droughts in NE Brazil and prominent role of Atlantic parameters. **Brasilian Journal of Geophysics**, v. 19 (2), p. 231-236, 2001.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KRAMER, V. M. S. Mudanças ambientais climáticas durante o Quaternário na região do alto curso do rio Paraná. **Akrópolis – Revista de Ciências Humanas da UNIPAR**, v. 10, n. 1 e 2, jan./jun., p. 29-34, 2002.

LATRUBESSE, E. M.; STEUVAUX, J. C.; SINHA, R. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 6, n. 1, 2005, p. 01-18.

LANDIM, P. M. B.; MONTEIRO, R. C.; CORSI, A. C.. Introdução à confecção de mapas pelo software Surfer8. **Geomatemática**. Texto Didático 8, DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, 2002. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>. Acesso em: 10 de maio de 2008.

LEPSCH, I. F. **Lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011, p. 311-340.

LIMA, G. G. **Análise comparativa de metodologias de mapeamento geomorfológico para o Cariri Cearense: estudo de caso na bacia do rio Salamanca**. 2014. 117p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

LIMA, F. J. de. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos coluviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará**. 2015. 192p. Tese (Doutorado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.

LIMA, K. C.; CUNHA, C. M. L.; PEREZ-FILHO, A. Relações entre Rede de Drenagem e superfícies de aplainamento Semiáridas. **Revista Mercator**, Fortaleza, v. 15, n. 2, p. 91-104, Abr. / jun., 2016.

LIRA, D. R. de. **Evolução geomorfológica e paleoambiental das bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no Sub-Médio São Francisco**. 2014. 234p. Tese (Doutorado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

LIU, C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de Sensoriamento Remoto: aplicação do Estado do Rio de Janeiro**. 1984. 175p. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 1984.

LYRA, L. H. de B. et al.; Gênese Morfológica da Barra Fluvial entre as Ilhas do Massangano e do Maroto, Submédio São Francisco. **Revista Equador**, Teresina-PI, v.4, n. 3, Edição Especial 02, XVI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, p. 209-215, 2015 (ISSN 2317-3491).

LUETZELBURG, P. V. **Estudo Botânico do Nordeste** Vol. I Nº 57. Rio de Janeiro, Ministério da Viação e Obras Públicas/Inspetoria Federal de Obras contra as secas, 1922. 30-39p.

MABESOONE, J. *et al.* Ambiente Semiárido do Nordeste do Brasil: 1. Os rios efêmeros. Série B: **Estudos e Pesquisas**, v. 4, p. 83-91, 1981.

MADEIRA, C. V.; BORGHI, L. Estrutura dos depósitos sedimentares quaternários da bacia hidrográfica do rio Santana, Miguel Pereira, Estado do Rio de Janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 22, p. 8- 22, 1999.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia UFPE – DCG/NAPA. v. especial VIII SINAGEO**, Recife, n.1, set. 2010. p. 6-19.

MANTESSO-NETO, V. et al. **Geologia do Continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca: 2005, 672p.

MASSANBANI, O.; CORREIA, M. F. A Natureza da Precipitação no Semiárido Brasileiro: uma análise dos dados de radar meteorológico de Petrolina/PE. **Anais. V CBMET**. Rio de Janeiro, 1988. p. 9-13. Congressos Brasileiros de Meteorologia. [on line] Cbmet.com

MARÇAL, M. dos S. et al. Mapeamento de feições geomorfológicas no sistema encosta-planície da bacia do rio Macaé (RJ). In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2009, La Plata, **Anais eletrônicos...** La Plata , 2009, p. 272-280. Disponível em <[www.abequa.org.br/trabalhos/gerais002.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/gerais002.pdf)>. Acesso em 05/07/2016.

MATEO RODRÍGUEZ, J. M.; SILVA, E. V. da.; LEAL, A. C. Planejamento Ambiental de Bacias Hidrográficas desde a Visão da Geoecologia das Paisagens. In: SEVERO, A. e FOLETO, E. (orgs.) **Diálogos em Geografia Física**. Santa Maria: Ed. da UFSM. 2011. p. 111-123.

MELO, A. B. C de. et al. Estudo Climatológico da Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial e sua influência sobre o Nordeste do Brasil. **Anais. XI CBMET**. Rio de Janeiro, 2000. p. 1142-1147. Congressos Brasileiros de Meteorologia. [on line] Cbmet.com

MELO, A. B. C de.; NOBRE, P.; M, D.; BOTTINO, M. J. A Zona de Convergência Intertropical sobre o Oceano Atlântico: climatologia. **Anais. XII CBMET**. Foz de Iguaçu-PR, 2002. p. 682-686. Congressos Brasileiros de Meteorologia. [on line] Cbmet.com

MELO, J. C. O fenômeno El Niño e as secas do Nordeste do Brasil. **Raízes**, Ano XVIII, n. 20, nov. 1999, p. 13-21.

MELLO, C. L. CARMO, I.O.; MOURA, J.R.S. Estudo faciológico dos depósitos sedimentares holocênicos com base na estrutura deposicional – médio vale do Paraíba do Sul. In: SBJ/RJ, **Simpósio de Geologia do Sudeste**, 2. São Paulo, Anais, 19 – 26, 1991.

MELLO, C. L. et al. Estratigrafia e relações morfotectônicas da ocorrência de depósitos cenozóicos na área do Cafundó (Barra Mansa, RJ). In: SBG, **Simpósio de Geologia do Sudeste**, 4, Águas de São Pedro. Boletim de Resumos, p. 90, 1995.

MELO, M. L. D. de.; MARENGO, J. A. Simulações do clima do Holoceno Médio na América do Sul com o modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 2, p.191-205, 2008.

MENDONÇA, F. **Geografia Física: ciência humana?** (coleção repensando a geografia) São Paulo: Contexto, 1989, 72p.

MENDONÇA, F; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206p.

MENEZES, J. B. *et. al.* Índice De Vulnerabilidade à Erosão para uma Bacia na Mesorregião do São Francisco Pernambucano, a partir das Relações entre Morfogênese e Pedogênese. **Revis. Bras. Geomorfologia** [online]. 2007, Vol. 08, n. 02, p. 45-56.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlim: Springer-Verlag, 582p., 1996.

MISSURA, R. **Bacia do Riacho Pioré/PE: análise morfotectônica e morfoestratigráfica**. 2013. 196p. Tese (Doutorado em Geografia) – Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2013.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevô**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 16 jun. 2007.

MMA – Ministério do Meio Ambiente / Secretaria de Recursos Hídricos. **Caderno da Região Hidrográfica do São Francisco**. Brasília, 2006. 148p.

MONTEIRO, C. A. de F. **Geossistemas: a história de uma procura**. São Paulo: Contexto, 2000. 127p.

MORAIS, E. M. B. de. Evolução Epistemológica do Conceito de Natureza. **Boletim Goiano de Geografia**. Curso de Geografia. Goiânia: v. 19, n. 2, jan./dez. 1999.

MORAIS, R. P. de. **Mudanças históricas na morfologia do canal do rio Araguaia no trecho entre a cidade de Barra do Garças (MT) e a Foz do Rio Cristalino na ilha do Bananal no período entre as décadas de 60 e 90. 2002**. 189p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2002.

MORAIS, E. S. de. **Evolução da planície de inundação e confluência do rio Avaí e rio Paraná na região de Pontal do Tigre, Icaraima-PR; uma abordagem geomorfológica**. 2010. 64p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Pós-Graduação em Geografia, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

MORIN, E.; LEMOIGNE, J. **A Inteligência da Complexidade**. Tradução: Neuma Maria Falcão. São Paulo: Petrópolis, 2000. 263p.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do sul, Bananal (SP). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, p. 89 – 102, 1986.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**. n. 32, 2000, p. 57-73.

MUTZENBERG, D. S. et al. Serra Da Capivara National Park: Ruinform Landscapes on the Parnaíba Cuesta. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (Ed.). Chapter Landscapes and Landforms of Brasil n. 23. part of the series World Geomorphological Landscapes, **Springer Netherlands**. 2015, p. 253-363. [On line] Acesso: [http://link.springer.com/chapter/10.1007%2F978-94-017-8023-0\\_23](http://link.springer.com/chapter/10.1007%2F978-94-017-8023-0_23).

MUTZENBERG, D. S. **Ambientes de Ocupação pré-histórica no Boqueirão da Pedra Furada, Parque Nacional Serra da Capivara – PI**. 2010. 256p. Tese (Doutorado em Arqueologia) – CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

NANSON, C. G; GIBLING, M. Anabranching and Anastomosing River. In: In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. v. 1, Routledge Ltd, 2004a, p.19-25. [ISBN 0–415–27298–X (set)] Ebook: [www.eBookstore.tandf.co.uk](http://www.eBookstore.tandf.co.uk). Acessado em 05 de março de 2015.

NANSON, C. G; GIBLING, M. Channel, Alluvial. In: In: GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. v. 1, Routledge Ltd, 2004b, p.135-141. [ISBN 0–415–27298–X (set)] Ebook: [www.eBookstore.tandf.co.uk](http://www.eBookstore.tandf.co.uk). Acessado em 05 de março de 2015.

NASCIMENTO, M. G. do.; CORREIA, M. de F.; GONÇALVES, W. A. Eventos Extremos no Submédio São Francisco: uma análise das cheias de 1985 e 2004. 2006. <http://docplayer.com.br/7344134-Eventos-extremos-no-submedio-sao-francisco-uma-analise-das-cheias-de-1985-e-2004.htm>

NASCIMENTO, C. E. de S. **A Importância das Matas Ciliares do Submédio São Francisco**. Petrolina, PE: EMBRAPA-CPTSA, 2003. 26p.

NOVO, E. M. L. M. Ambientes Fluviais. In: FLORENZANO, T. G. (Org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, p. 219-236.

NUNES, B. E. et al. **Manual Técnico de Geomorfologia**. IBGE. Rio de Janeiro. Manuais técnicos em Geociências n.5, 2ª Ed. 2009. 111p.

NUNES, F. B.; VILAS BOAS, G. da S.; SILVA, E. F. Mudanças climáticas e seus reflexos na paisagem do Quaternário: primeiras reflexões. **Dados eletrônicos**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2012, 24p. (Documentos/Embrapa Solos, ISSN 1517-2627; n. 157 [acesso em <http://www.cnps.embrapa.br/publicações>].

OLIVEIRA, Q. Para Dentro e para Fora: o Samba e o Samba de Vêio da ilha do Massangano de Petrolina-PE. **Historien – Revista de História**, n° 3, Petrolina, abr./set. 2010.

PELLOGIA, A. U. G. O problema estratigráfico dos depósitos tecnogênicos. In: **Anais II do Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, e II Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibéricas**. Recife, 2003. Disponível em [http://w3.ualg.pt/~jdias/jad/papers/CI/03\\_2ZCPEP\\_Recife\\_AD1.pdf](http://w3.ualg.pt/~jdias/jad/papers/CI/03_2ZCPEP_Recife_AD1.pdf)



PELLOGIA, A. U. G. O significado arqueológico dos depósitos tecnogênico-aluviais da bacia do rio Una (Taubaté, SP). **Rev. Arqueologia Pública**, Campinas, SP, v. 9, n. 11, p. 2017-219, Suplemento 2015 [ISSN 2237-8294].

PERJRUP, M. **The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach.** In: DE BOER, P. L.; VAN GELDER, A.; NIO, S. D. (eds.). Tide-influence Sedimentary Environments and Facies. Ridel, Dordrecht, 289-300, 1988.

PEREIRA, A. D. C.; BRAZ, E. R. C. Reservatório de Sobradinho Deplecionamento e Consequências. **Anais do VII SBSR**, 1993. 211-217p.

PIMENTEL, F. V. **Reconstrução da precipitação sobre o Nordeste brasileiro em função das temperaturas da superfície do mar durante o Holoceno.** 2013. 95p. Dissertação (Mestrado) – Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2013.

PEULVAST, J. ; SALES, V. C. Aplainamento e Geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, Revista de Geografia da UFC, ano 1, n. 1, p. 113-150, 2002.

PROBIO - Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira. **Programa Biodiversidade da Caatinga.** Brasília: APNE - Associação de Plantas do Nordeste / MMA – Ministério do Meio Ambiente, 2005.

RADAM BRASIL. **Geomorfologia da Folha Geológica SC.24 Aracaju.** 1983.

RADAMBRASIL. **Levantamento de Recursos Naturais.** Partes das Folhas SC. 23 Rio São Francisco e SC. 24 Aracaju, v.1, geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973.

RADAM BRASIL. Projeto Radam. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Geomorfologia de parte das folhas SC.23 Rio São Francisco e SC.24 Aracaju**, Rio de Janeiro, 1973.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de Precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

REBOITA, M. S. et al. Entendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Revista Terra Didática**. n. 8 (1), p. 34-50, 2012.

RIBEIRO, S. H. S. **Caracterização Geológica e Hidrológica da Bacia do Rio Salitre, Centro-Norte do Estado da Bahia.** Monografia de Graduação em geologia. Instituto de Geociências – IGEO, Universidade Federal da Bahia – UFBA. Salvador: 2005, 109p.

RIBEIRO, E. **Juazeiro na Esteira do Tempo.** 2. Ed. Juazeiro, BA: 2005. 335p.

RIBEIRO, G. P. et al. Ilhas Fluviais e Lacustres: estudos de caso com exploração descritiva de aspectos gerais de formação e evolução numa análise morfométrica. **Anais do XIV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.** Natal (RN): Hotel PraiaMar. Ago. de 2013. s/p.

RIBEIRO, G. P.; SANTOS, A. W. dos; DIAS JUNIOR, U. de S. Ilhas Fluviais e Lacustres: aspectos gerais de formação e de análise morfométrica e ambiental. (**Disponível em:**[http://www.georeferencial.com.br/old/artigoscientificos/artigo\\_ilhas\\_fluviais\\_artur\\_ubiratan\\_v6.pdf](http://www.georeferencial.com.br/old/artigoscientificos/artigo_ilhas_fluviais_artur_ubiratan_v6.pdf)) Não Paginado e não datado. Acesso em: 14 de janeiro de 2014.

RICCOMINI, Cláudio; COIMBRA, Armando Marcio. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. **Boletim IG-USP. Série Didática**, Brasil, n. 6, p. 1-37, nov. 1993. ISSN 2316-896X. Disponível em: <<http://www.revistas.usp.br/bigsd/article/view/45350/48962>>. Acesso em: 18 nov. 2016. doi:<http://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-896X.v0i6p1-37>.

RICCOMINI, C., GIANNINI, P. C. F., MANCINI F. Rios e Processos aluviais. In: TEIXEIRA, W. et. al. **Decifrando a Terra**. (orgs.) São Paulo: Oficina de Textos, 2008, p.191-214.

RODRIGUES, C. Avaliação do Impacto Humano da Urbanização em Sistemas Hidro-geomorfológicos. Desenvolvimento e Aplicação de Metodologia na Grande São Paulo. **RDG - Revista do Departamento de Geografia, USP**. São Paulo: v. 20, 2010, p.111-126.

RODRIGUES, C. S.; BRITO, J. L. Mapeamento Geomorfológico de Detalhe – uma proposta de associação entre o mapeamento tradicional e as Novas Técnicas em Geoprocessamento. **Caminhos de Geografia** (revista on line). Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFU. v. 1, n. 1, Uberlândia: set./2000, p. 1-6.

ROCHA, P. C. Morfogênese e conectividade em ambientes fluviais do Alto Rio Paraná, centro sul do Brasil. **Anais do VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/ Regional Conference on Geomorphology**. 2006, Goiânia - GO: União Geomorfológica Brasileira - UGB/International Association of Geomorphologists. Set. 2006. s/p.

ROCHA, P. C. Os processos geomórficos e o estado de equilíbrio fluvial no alto Rio Paraná, centro sul do Brasil. **Geosul**, Florianópolis, v. 24, n. 48, jul./dez. 2009, p. 153-176.

ROMARIZ, D. de A. **Aspectos da Vegetação do Brasil**. 2 ed. São Paulo: edição da autora, 1996, 60p.

ROSS, J. L. S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para planejamento ambiental**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 208p.

ROSS, J. L. S. Geografia e as Transformações da Natureza: relação sociedade-natureza. In: LEMOS, A. I. G. de; GALVANI, E. (orgs.) **Geografia, Tradições e Perspectivas: interdisciplinaridade, meio ambiente e representações**. Buenos Aires: CLACSO; São Paulo: Expressão Popular, 2009. p. 119-138.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: Ambiente e Planejamento**. 9º ed. São Paulo: Contexto, 2012. 89p.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia Aplicada aos EIAs-RIMAs. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (orgs.) **Geomorfologia e Meio Ambiente**. 2º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 291-334.

ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia - FFLCH, USP**. São Paulo: nº 6, 1992, p. 17-29.

ROSS, J. L. S. Participação da Geomorfologia nos Diagnósticos Ambientais. **Anais do III Simpósio de Geografia Física Aplicada**. v. I, 1989, Nova Friburgo – RJ. Nova Friburgo: Instituto de Geociências/ Depto. de Geografia, UFRJ. 1989. p. 175-187.

ROZO, J. M. G.; NOGUEIRA, A. C. R.; CARVALHO, A. de S. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. **Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. 2005, Goiânia – GO. INPE, 16-21 abr. 2005. p. 1875-1882.

SALLUN, A. E. M. *et. al.* Datação Absoluta de Depósitos Quaternários Brasileiros por Luminescência. **Revis. Bras. Geociências** [online]. 2007, Vol. 32, n. 02, p. 402-413.

SÁNCHEZ, L. E. **Avaliação de Impacto Ambiental: conceitos e métodos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2006. p. 18-43.

SANTOS, M. **A Natureza do Espaço: Técnica e Tempo, Razão e Emoção**. (Coleção Milton Santos; 1) 4. ed. 2. reimpr.- São Paulo: Editora Universidade de São Paulo, 2006.

SANTOS, L. S. **Estratigrafia e evolução do sistema siliciclástico do rio Paraná no seu curso superior: ênfase à arquitetura dos depósitos, variação longitudinal das fácies e processos sedimentares**. 1997. 2v. 246p. Tese (Doutorado em geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

SANTOS, L. S. Unidades Geomorfológicas e Depósitos Sedimentares Associados no Sistema Fluvial do Rio Paraná no seu Curso Superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 6, nº 1, 2005, p.85-96.

SANTOS, M. L. dos. FERNANDES, O. V. Q.; STEUVAX, J. C. Aspectos morfogenéticos das barras de canal do rio Paraná, trecho de Porto Rico, PR. **Boletim de Geografia – UEM**, Ano 10, n. 01, 1992, p. 11-24.

SANTOS, A. L. da S; [et. al.] Análise Ecodinâmica da Ilha do Estreito, Belém do São Francisco – PE. **Anais do XXX Congresso de Ciências do Solo**, 2005, Recife. s/p.

SANTOS, J. C. **Reconstrução paleoambiental dos depósitos sedimentares neogênicos do Parque da Serra da Capivara e Circunvizinhanças, Piauí**. 2007. 182p. Tese (Doutorado em Geociências) – Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.

SANTOS, J. C.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Quaternary deposits in the Serra da Capivara National Park and surrounding area, Southeastern Piauí state, Brazil. **Geol. USP**, Sér. cient., São Paulo, v. 12, n. 3, p. 111-132, 2012.

SANTOS RIBEIRO, S. H. **Caracterização Geológica e Hidrogeológica da Bacia do Rio Salitre, Centro-norte do Estado da Bahia**. Monografia (Graduação em Geologia). Salvador, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 2005. 88p.

SCHLITTLER, F. H. M. Análise de Impactos Ambientais e Riscos Ambientais. In: ROSA, A. H.; FRACETO, L. F.; MOSCHINE-CARLOS, V. (Orgs.). **Meio Ambiente e Sustentabilidade**. São Paulo: Bookman Companhia Editora Ltda, 2012. p. 220-231.

SECRETARIA MUNICIPAL DE EDUCAÇÃO DE PETROLINA. **Regimento escolar da Escola Municipal Santo Antônio, Ilha do Massangano.** Setembro de 2015.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand – silt – clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology.** v.24. p.151-158, 1954.

SILVA, D. N. F. da. **Reconstrução da paisagem geomorfológica através da assinatura geoquímica dos eventos deposicionais da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco.** 2012. 167p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012.

SILVA, V. de P. R. da. et al.. Impacto do Fenômeno El Niño na Captação de Chuva no Semi-árido do Nordeste do Brasil. Proceedings of the 9th International Rainwater Catchment Systems Conference / **Anais da 9ª Conferência Internacional sobre Sistemas de Captação de Água de Chuva.** Petrolina, Brazil - July 6-9, 1999. ([http://www.abcmac.org.br/files/simpósio/2simp\\_vicente\\_impactodofenomenoelnino.pdf](http://www.abcmac.org.br/files/simpósio/2simp_vicente_impactodofenomenoelnino.pdf)).

SILVA, D. G. **Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, município de Brejo da Madre de Deus – Pernambuco.** 2007. 155p. Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.

SILVA, J. de P. **Avaliação da diversidade de padrões de canais fluviais e da geodiversidade na Amazônia – aplicação e discussão na bacia hidrográfica do rio Xingu.** 2012. 277p. Tese (Doutorado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 2012.

SILVA, I. T.; RODRIGUES, C. S. Tutorial de Cartografia Geomorfológica ArcGis 9.2 e ENVI 4.0. **Manuais Técnicos – Rev. Geogr. Acadêmica.** v. 3, n. 2, (xii.2009). p.1-66 [ISSN 1678-7226].

SILVA, F.B.R., SANTOS, J.C.P., SILVA, A.B., CAVALCANTI, A.C., SILVA, F.H.B.B., BURGOS, N., PARAHYBA, R.B.V., OLIVEIRA NETO, M.B., SOUZA NETO, N.C., ARAUJO FILHO, J.C., LOPES, O.F., LUZ, L.R.Q.P., LEITE, A.P., SOUZA, L.G.M.C., SILVA, C.P., VAREJAO-SILVA, M.A., BARROS, A.H.C. **Zoneamento agroecológico do Estado de Pernambuco.** Recife: Embrapa Solos - Unidade de Execução de Pesquisa e Desenvolvimento - UEP Recife; Governo do Estado de Pernambuco (Secretaria de Produção Rural e Reforma Agrária), 2001. CD- ROM.- (Embrapa Solos. Documentos; no. 35).

SOMOZA, D. R. C.; Um Estudo de Modelagem Climática Acoplada Oceano-atmosfera para simulações da precipitação e umidade do solo na Bacia do Rio São Francisco. **Dissertação (Mestrado em Meteorologia).** São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2010. 80p.

SOUSA, M. E. et al. Monitoramento e caracterização do assoreamento no rio São Francisco nas orlas urbanas de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. **Revista da Casa da Geografia de Sobral (RCGS),** Sobral – CE, v. 15, n. 1, 2013, p. 68-20.

SOUZA, B. I.; SUERTEGARAY, D. M. A. Considerações Sobre a Geografia e o Ambiente. **Revista Okara: Geografia em debate.** João Pessoa: DEGEOC/CCEN/UFPB, v. 1, nº 1, 2007, p. 1-152.

SOUZA, J. C. de O.; CORRÊA, A. C. de B. O Estudo da Natureza na Geografia Física em Uma Perspectiva Geossistêmica. **Revista Equador (UFPI)**. v. 1, nº 1, jan/jun. 2013, p. 96-117.

SOUZA, J. O. P. de.; ALMEIDA, J. D. M. de. Processos Fluviais em Terras Secas: uma revisão. **Revista Okara: Geografia em debate**. João Pessoa: DEGEOC/CCEN/UFPB, v. 9, nº 1, 2015, p. 108-122.

SOUZA, J. O. P. de. **Sistema fluvial e açudagem no semi-árido, relação entre a conectividade da paisagem e dinâmica da precipitação, na bacia de drenagem do Riacho do Saco, Serra Talhada, Pernambuco**. 2011. 166p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2011.

SOUZA, J. O. P. de. **Modelos de evolução da dinâmica fluvial em ambiente semiárido – Bacia do Riacho do Saco, Serra Talhada, Pernambuco**. 2014. 176p. Tese (Doutorado em Geografia) - Pós-Graduação em Geografia, CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

SOUZA, J. O. P. de.; CORRÊA, A. C de B. Sistema Fluvial e Planejamento Local no Semiárido. **Mercator**. Revista de Geografia da UFC. Fortaleza: v. 11, n. 24, jan./abr. 2012, p.149-168.

SOTCHAVA, V. B. O estudo de geossistemas. **Revista Métodos em Questão**, IG/USP, n.16, São Paulo, 1977, p. 02-52.

SPRINGER, K. S. A concepção de Natureza na Geografia. **Mercator**. Revista de Geografia da UFC. Fortaleza: v. 9, n. 18, jan./abr. 2010, p.150-170.

SRH/BA - **Superintendência de Recursos Hídricos do Estado da Bahia** - Sistema de Informações sobre Recursos Hídricos – SIRH , Volume 1 - Sistema de Informação Georreferenciada – SIG GERIM (Escala: 1:100.000), Março, 2003.

STERNBERG, H.Q. Enchentes e movimentos coletivos do solo no vale do Paraíba em dezembro de 1948. Influencia de exploração destrutiva das terras. **Revista Brasileira de Geografia**. 11 (2): 67-105, 1949.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (presente + passado = futuro?)**. São Paulo: Paulo's, 1999. 366p.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher, 2003. 400p.

SUGUIO, K. **Mudanças Ambientais da Terra**. São Paulo: Instituto Geológico, 2008. 336p.

SUERTEGARAY, D. M. A. Espaço Geográfico Uno e Múltiplo. **Revista Eletrônica de Geografia y ciencias sociales**. [ ISSN: 1138-9788] Universidad de Barcelona. n. 93, jul. 2001. 13p.

SUERTEGARAY, D. M. A. **Geografia Física e Geomorfologia: uma (re)leitura**. Ijuí: Ed. Unijuí, 2002, 112p.

SUERTEGARAY, D. M. A. Geografia Física(?) GeografiaAmbiental (?) ou Geografia e Ambiente (?) In: MENDONÇA, F. e KOZEL, S. (Orgs). **Elementos de Epistemologia da Geografia Contemporânea**. Curitiba: Ed. da UFPR, 2002, p. 111-120.

TATUMI, H. S. et al. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 38, n. 3, Set/2008, p. 514-524.

TEIXEIRA, W.; CANZIAN, F. A Evolução Tectonotermal Proterozóica do Cráton do São Francisco, com Base em Interpretações Geocronológica K-Ar em Rochas do seu Embasamento. **Boletim IG-USP**, Série Científica, n. 25, p.61-80, 1994.

TEIXEIRA, W. et al. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Tomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds.) **Tectonic Evolution of the South America**. Rio de Janeiro: 31º IGC, 2000, p. 101-137.

THOMS, M. Floodplain-river ecosystems: lateral connections and implications of human interference. **Geomorphology**, v. 56, 2003, p. 335-349. Disponível em: [www.elsevier.com/locate/geomorph](http://www.elsevier.com/locate/geomorph).

THOMAS, M. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering abd denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 1994.

TORRES, F. S. M; PFALTZGRAF, P. A. S. (orgs.) **Geodiversidade do Estado de Pernambuco**. Recife: CPRM, 2014. 282p. Disponível em: [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br). Acesso em 07 de fevereiro de 2015.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro, IBGE, Diretoria Técnica, SUPREN, 91p, 1977.

TROMPETTE, R. R. et al. O Cráton Brasileiro do São Francisco – uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 22, nº 4, p. 481-486, dez. 1992.

TRUEBA, J. J. G. Carl Troll y la Geografía del Paisaje: vida, obra y traducción de un texto fundamental. **Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles**. n. 59, 2012, p. 173-200. [ISSN 0212-9426].

TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London: Blackwell, 1995.

UVO, C. B. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na Região Norte do Nordeste Brasileiro. **Dissertação (Mestrado em Meteorologia)**. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1989. 79p.

WAGNER, G. A. **Age Determination of Young Rocks and Artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology**. Springer, New York: Springer, 1998, 466p.

WYRICK, J. R. **A formação de ilhas fluviais**. 2006. 302p. Tese (Doutorado em Filosofia). Doctor of Philosophy of the Oregon State University, Oregon-EUA, 2006.

VASCONCELOS SOBRINHO, J. Os Brejos de Altitude e as Matas Serranas. Os Brejos de Altitude e as Matas Serranas. In: **As Regiões Naturais do Nordeste, o Meio e a Civilização**. CONDEPE, 1970. p. 79-85.



VIANA, J. C. C. et al. Anomalia climática medieval e pequena idade do gelo: evidências através de registro de diatomáceas nos últimos 2000 anos no lago do Boqueirão, RN, Brasil. **Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA / III Encontro do Quaternário Sulamericano/ XIII ABEQUA Congress – The South American Quaternary: challenges and perspectives.** Armação dos Búzios, RJ, 2011. 5p.

VITTE, A. C.; Etchplanação dinâmica e episódica nos Trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia, UNICAMP**, n.16, p. 105-118, 2005.

VITTE, A. C. As Influências da Filosofia Natural e da Naturphilosophie na Constituição do Darwinismo: elementos para uma filosofia da geografia física moderna. **Boletim Goiano de Geografia.** Curso de Geografia. Goiânia: v. 29, n. 1, p. 13-32. jan./jun., 2009.

VITTE, A. C. Da Metafísica da Natureza à Gênese da Geografia Física Moderna. In: **Contribuições a História e à Epistemologia da Geografia.** Antonio Carlos Vitte (org.) Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. P. 11-45.